Gedruckt mit Unterstützung aus dem Jerome und Margaret Stonborough-Fonds

Die Tektonik der Granatspitzgruppe in den Hohen Tauern

Von

Dr. Leopold Kölbl

(Mit 13 Textfiguren)

(Vorgelegt in der Sitzung am 20. Juni 1924)

I. Vorbemerkungen.

Die Erforschung des geologischen Baues der Hohen Tauern bildete seit alters her eine der Hauptaufgaben ostalpiner Geologie. Und mit Recht. Liegt doch in der Erkenntnis der tektonisch-petrographischen Beschaffenheit dieses großen Gebietes krystalliner Schiefer der Schlüssel zum Verständnis des geologischen Baues der Ostalpen überhaupt.

Während wir aber über die Verhältnisse am Ost- und Westende der Hohen Tauern durch eine Reihe von neueren Arbeiten gut unterrichtet werden, suchen wir über den Bau des Verbindungsstückes vergebens nach einer Darstellung, die eine von modernen Gesichtspunkten ausgehende Untersuchung dieses Gebirgsteiles zur Grundlage hätte. Und gerade diese Lücke geologischer Erkenntnis macht sich in unserem Wissen empfindlich bemerkbar. Wenn auch gewisse Fragen, wie die nach der Fensternatur der Hohen Tauern in erster Linie am Ost- und Westende einer Entscheidung zugeführt werden konnten, so ließ doch die Detailuntersuchung eines mittleren Stückes wertvolle Aufschlüsse über den inneren Bau dieser Zone erhoffen, die dann in ihrem weiteren Ausbau einen eingehenderen Vergleich zwischen Osten und Westen ermöglichen sollten.

Besonders die kleine, zwischen Großvenediger und Großglockner gelegene Masse von Zentralgneis, die nach der 3085 *m* hohen Granatspitze benannt wurde und in der Literatur unter dem Namen »Granatspitzkern« bekannt ist, verdiente als erste eine nähere Beachtung. Nach den bisherigen Mitteilungen in der Literatur schien in dem Granatspitzkern der Idealfall eines Lakkolithen verkörpert zu sein. Nicht nur sein regelmäßiger Umriß, seine sanfte »kuppelförmige Aufwölbung« lenkten die Aufmerksamkeit auf ihn, sondern besonders der Umstand, daß er gerade so weit aus der Schieferhülle herausgearbeitet wurde, »daß an einer Stelle sein söhliger Boden zum Vorschein kommt, während sonst das ursprüngliche Dach nicht nur an den Rändern, sondern auch oben auf der flachen Wölbung in größeren Schollen erhalten blieb,« (9 *b*) ließen eine Neuuntersuchung Erfolg versprechend erscheinen.

So wurden denn die Feldaufnahmen für die folgenden Studien im Sommer 1920 begonnen und mit Unterbrechungen bis Sommer 1923 fortgeführt. Wenn auch verschiedene Fragen teils tektonischer teils petrographischer Natur erst dann eine endgültige Beantwortung erfahren werden, bis eine Neuuntersuchung der im Westen anschließenden Teile der Venedigergruppe durchgeführt sein wird, so scheinen doch bereits die bisherigen Ergebnisse allgemeineres Interesse beanspruchen zu dürfen. Von diesem Gesichtspunkt aus betrachtet, mag die vorliegende Studie als vorläufig gelten.

Wenn wir in der Literatur Umschau halten, was über den Granatspitzkern bis jetzt bekannt war, so sind die Arbeiten, die hier zu erwähnen wären, nicht zahlreich.

Nach den ersten Nachrichten über diesen Teil der Hohen Tauern, die wir Rosthorn, Studer, Credner zu danken haben, finden wir die grundlegende Beschreibung dieser Gruppe im Jahre 1854 von den Pionieren geologischer Forschung Österreichs, von K. Peters und D. Stur (10, 14). Es hieße oft Gesagtes nur wiederholen, wollte man die vorzüglichen Einzelbeobachtungen hervorheben, die in manchen Fällen auch heute noch volle Gültigkeit beanspruchen können. Nach diesen beiden umfassenden Abhandlungen folgt eine ungefähr 40 Jahre dauernde Pause.

Erst das Jahr 1891 bringt neue Beobachtungen. In diesem Jahre erscheinen die ersten Ergebnisse der petrographischen Studien Weinschenks (15), die dann in den folgenden Jahren fortgesetzt werden. Meist handelt es sich aber hier um Beobachtungen aus dem engeren Gebiet der Venedigergruppe.

Im Jahre 1894 untersuchte F. Becke (2*a*) den mächtigen Serpentinklotz, der sich vom Tauernmoos über den Rettenkopf bis zum Enzingerboden erstreckt. Im gleichen Jahre erscheint eine Studie Löwls (9*a*) über den Groß-Venediger, der dann im nächsten Jahre die einzige zusammenfassende Arbeit über den Granatspitzkern (9*b*) folgt. Über die weiteren Ergebnisse seiner Studien berichtet Löwl fernerhin in zwei Aufsätzen, die 1897 und 1898 in der Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereines erschienen sind (9*c*, *d*).

Und damit ist die Aufzählung von Arbeiten, die auf die Granatspitzgruppe Bezug nehmen, erschöpft. Löwl stand bei seinen Studien sichtlich unter dem Einfluß der damals erscheinenden Arbeiten über die amerikanischen Lakkolithen. Es kann uns daher nicht wundernehmen, wenn er in dem Zentralkneiskern einen richtigen Lakkolithen in ursprünglicher Lagerung erblickt und seine im übrigen ganz ausgezeichneten und verläßlichen Beobachtungen in diesem Sinne deutet. Das tektonische Moment läßt Löwl nur insofern gelten, als der zwischen die Schiefermassen aktiv eindringende Granit diese domförmig aufgewölbt hätte. Die in den randlichen Partien zu beobachtende starke Vergneisung wäre seiner Vorstellung nach durch Nachschübe des Granits entstanden und

die muskovitreichen Verschieferungszonen werden als »Schlieren« gedeutet. An der aktiven, durch die Gebirgsbildung nicht beeinflußten Rolle des Zentralgranites wird festgehalten, obgleich schon früher von Posepny auf das passive Verhalten dieser Gesteine den gebirgsbildenden Vorgängen gegenüber hingewiesen wurde. Diese Anschauungen über die Stellung der Zentralgneise bringt Löwl auch im Exkursionsführer zum internationalen Geologenkongreß 1903 zum Ausdruck, während Diener in dem im gleichen Jahre erschienenen »Bau und Bild der Ostalpen und des Karstgebietes« sich wohl der Meinung Löwls anschließt, dabei aber doch auch auf die Möglichkeit einer anderen Deutung hinweist (p. 448, Anmerkung 2).

In den folgenden Jahren wurde in dieser Region der Hohen Tauern keine Einzeluntersuchung mehr durchgeführt, obzwar gerade in diesen Zeitabschnitt grundlegende Änderungen in der Auffassung über den Bau der Gebirge und in der Erkenntnis tektonischer Fazies krystalliner Schiefer stattgefunden haben.

Daß aber eine Reihe von Beobachtungstatsachen uns zwingen, auch für diesen Teil der Tauern die alten Vorstellungen über den inneren Bau aufzugeben, hoffe ich im folgenden zeigen zu können.

II. Der Granatspitzkern.

a) Lage und Begrenzung.

Unter den aus Gesteinen der Schieferhülle bestehenden Bergen der Glocknergruppe taucht gegen Westen zu ein kleines Massiv von Zentralgneis auf, das in den älteren Darstellungen meist mit den ausgedehnten Zentralgneismassen der im Westen anschließenden Venedigergruppe vereinigt wurde. Aber schon die Einzeluntersuchungen von Weinschenk und Löwl haben erkennen lassen, daß dieser kleine Zentralgneiskern, der Granatspitzkern, von seinen großen westlichen Nachbarn als geologisch selbständiger Körper abzutrennen ist.

Die Verbreitung des Zentralgneises wurde schon von Löwl (9*b*) auf seiner Karte in den wesentlichen Punkten richtig angegeben. Nur am Westrande trat in der Begrenzung eine Änderung ein. Nach der Darstellung von Löwl erreicht der Zentralgneis am Schoppmann-Thörl südlich des Bärenkopfes sein westliches Ende. Das kleine, scheinbar isolierte Vorkommen von Zentralgneis am Velber Tauern war Löwl geneigt, einem eigenen kleinen Kern zuzurechnen, der von der Erosion erst wenig angeschnitten wurde. Die Begehungen in diesem Abschnitte der Granatspitzgruppe ließen nun, wie weiter unten gezeigt wird, erkennen, daß dieser Zentralgneis in Verbindung steht mit dem eigentlichen Stammkörper des Granatspitzkernes. Auf diese Weise ist das Gebiet vom Velber Tauern

im Westen bis zur Scharte zwischen dem Hohen Kasten und dem Eiskögele im Osten dem Granatspitzkern zuzurechnen.

Die Hauptmasse des Zentralgneises liegt nun im Norden des Hauptkammes der Hohen Tauern.

Der Kamm, der vom Kleinen (Stubacher) Sonnblick nach Norden abzweigt, über Hochfilleck, Kitzkaarkopf, Winterkogl, Magaiskopf, bis zur Teufelsmühle reicht und sich von dort zum Talausgang der Dorfer Öd senkt, liegt zur Gänze im Zentralgneis. Der Kamm westlich davon, der am Landeckkopf beginnt und über Kühkaarhöhe und Gamskaarhöhe nach Norden zieht, gehört nur bis zur Scharte südlich vom Glanzgschirr dem Kerngestein an.

Mehrere Täler schneiden von Norden her den Kern an. Im Westen die Ammerthaler Öd, die etwas nördlich von der Taimer Alm in den Zentralgneis eintritt. Von dort an bis zur einzigartigen Wildnis um den Ammerthaler See gewährt sie Einblick in die tieferen Teile des Granatspitzkernes. Östlich davon liegt das einsame Tal der Dorfer Öd, dessen Hänge fast zur Gänze aus Zentralgneis bestehen. Erst wenige hundert Meter vor der Vereinigung mit dem Stubachtal queren wir die Grenze Zentralgneis-Schieferhülle. Im östlichen Teil gestatten zwei Täler die Lagerungsverhältnisse gegen die Schieferhülle näher zu untersuchen. Es sind dies das Tal des Weißenbaches und des Tauernmoosbaches, die vom Enzinger Boden an dem Zentralgneis angehören.

Überschreiten wir nun den Hauptkamm der Hohen Tauern gegen Süden, so sehen wir, daß der Zentralgneis hier eine weitaus geringere Verbreitung besitzt als im Norden. Die vom Hauptkamm nach Süden abzweigenden Rücken des Frögkopfes und des Selenkogels—Glockenkogels im Westen sowie der Grat Aderspitze — Luckenkogel und Aderspitze — Kote 2723 im Osten bestehen schon aus Gesteinen der Schieferhülle im Hangenden des Granatspitzkernes. Nur in zwei Tälern, im Tal des Landeckbaches im Westen und im Dorfer Tal im Osten läßt sich der Zentralgneis noch eine Strecke nach Süden zu verfolgen. Im Tal des Landeckbaches verschwindet er endgültig ober der Landeckalpe, im Dorfer Tal bei der Alpe Böheimeben unter den Gneisen der Schieferhülle.

In bezug auf weitere Einzelheiten der Begrenzung sei vorläufig auf die im wesentlichen richtige Karte Löwls (9*b*) verwiesen.

b) Petrographische Beobachtungen.

Das Gestein, aus welchem der Granatspitzkern besteht, ist ein lichter Granitgneis, der auch sonst in den Hohen Tauern weite Verbreitung besitzt und allgemein als »Zentralgneis« bezeichnet wird. Sehen wir zunächst von der Umprägung des Zentralgneises in den einzelnen randlichen Gleitzonen, auf deren Bedeutung später

hingewiesen wird, ab, so zeigt sich beim Durchwandern des Gebietes folgendes allgemeines Bild.

Die Hauptmasse des Zentralgneises ist makroskopisch betrachtet von mittelkörniger Beschaffenheit, wobei Typen, in denen bis zu Zentimeter große Einsprenglinge von Kalifeldspat vorkommen, weite Verbreitung besitzen. Der Kalifeldspat läßt hierbei schon mit unbewaffnetem Auge meist eine Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Zwillingsgesetz erkennen. Die dunklen Gemengteile, meist Biotit, sind nicht allzu reichlich vorhanden, wodurch das lichte Aussehen des Gesteines bedingt wird. Die Gneisstruktur ist durchaus nicht immer stark ausgeprägt und namentlich beim Zurücktreten des Biotits wird im Vereine mit den Einsprenglingen von Kalifeldspat oft makroskopisch eine primäre Erstarrungsstruktur vorgetäuscht.

Es ist daher wohl verständlich, daß Löwl auf Grund derartiger Beobachtungen in seiner erwähnten Arbeit über den Granatspitzkern in dem Zentralgneis das Produkt einer primären Erstarrung des granitischen Magmas zu erblicken glaubt und nachträgliche Veränderungen nur für die randlichen Teile in Erwägung zieht, wo er sie allgemein auf den Intrusionsdruck der magmatischen Nachschübe zurückführt.

Die mikroskopische Untersuchung des Zentralgneises führt aber zu einer anderen Auffassung der geologischen Geschichte dieser Gesteine.[1]

Schon die erste Übersicht läßt deutlich erkennen, daß das Gestein seit seiner Erstarrung weitgehenden Umformungen ausgesetzt war.

Drei Gefügeelemente sind es, die zunächst das Schliffbild beherrschen. Einmal größere Anhäufungen von Quarzkörnern, dann die Einsprenglinge von Kalifeldspat und schließlich Scherzonen, die zwischen den erwähnten größeren Gefügeelementen das Gestein in mehr oder weniger parallelen Scharen durchziehen. Außerdem treten noch vereinzelt größere Relikte von Plagioklas auf, die aber derartig von neugebildeten Muskovit- und Zoisitkryställchen erfüllt sind, daß es oft schwer wird, ihre Natur festzustellen.

Die Aggregate der Quarzkörner haben im ganzen meist eine linsenförmige Gestalt, oder sie sind zu Streifen ausgezogen. Die Anordnung dieser Linsen oder Streifen im Gefüge ist immer derart, daß die Längserstreckung parallel den Scherzonen gelagert ist. In diesen Aggregaten lassen nun die einzelnen Quarzkörner gleichfalls eine geregelte Anordnung erkennen. Sie liegen stets derart, daß immer α' oder γ' der überwiegenden Mehrzahl der Körner gleich gerichtet ist. Eine gesetzmäßige Anordnung von α'

---

[1] Die Untersuchungen wurden an orientierten Schliffen durchgeführt, die von der Firma Voigt und Hochgesang, Göttingen, hergestellt wurden.

oder γ' in bezug auf die Scherzonen ließ sich nicht nachweisen. In manchen Quarzgruppen liegt α', in machen γ' parallel der Schieferungsrichtung. Undulöse Auslöschung kommt vor, ist aber nicht allgemein verbreitet.

Die geschilderte Art des Auftretens macht es wahrscheinlich, daß die einzelnen Quarzkörner ursprünglich ein Korn gebildet haben. Erst bei der in Verbindung mit tektonischen Vorgängen erfolgten Durchbewegung des Zentralgneises fand die Zerlegung des einzelnen Kornes in ein Haufwerk kleinerer Körner statt, die ihre einstige Zusammengehörigkeit noch durch die gleiche Orientierung erkennen lassen.

Der Kalifeldspat, der in dem untersuchten Zentralgneis die Einspringlinge bildet, ist ein Mikroklin. Auch er läßt eine gewisse räumliche Orientierung erkennen, insofern die Richtung der *c*-Achse der meisten Individuen der allgemeinen Schieferungsrichtung parallel geht. Doch scheint die gesetzmäßige Lagerung noch weitgehender zu sein, wie sich aus folgenden Beobachtungen ergibt. Im Schliff parallel zum Längsbruch zeigen die Schnitte des Mikroklins selten deutliche Gitterung. Sie fehlt entweder ganz oder das Vorhandensein der Zwillingsbildung macht sich nur in einer wogenden Auslöschung bemerkbar. Anders in den Schnitten parallel dem Querbruch. Hier ist die Zwillingsgitterung deutlich und scharf wahrzunehmen. Da aber einerseits in einem Schliff immer nur einige Einsprenglinge zu beobachten sind, andrerseits die Anzahl der verwendeten orientierten Schliffe begrenzt war, kann die allgemeine Gültigkeit dieser orientierten Lage der Mikrokline vorläufig noch nicht behauptet werden.

Die Einsprenglinge zeigen mitunter Spuren einstiger Kataklase. Sie sind in einzelne Stücke zerbrochen, wobei die Bruchstücke oft noch aneinander verschoben sind. Meist wurden hiervon nur solche Individuen betroffen, die irgendwie schräg zur allgemeinen Schieferung gelegen waren. Die Sprünge sind mit einem kleinkörnigen Quarzgemenge ausgefüllt, wie es in gleicher Beschaffenheit die Hauptmasse der Scherzonen bildet.

Perthitische Entmischung ist allgemein verbreitet, desgleichen, allerdings weniger häufig, Myrmekitbildung. Durch Vergleich der Lichtbrechung der Quarzstengel des Myrmekits mit jener der Plagioklassubstanz konnte letztere als ziemlich reiner Albit bestimmt werden. (Parallelstellung: $\alpha' < \omega$; $\gamma' < \varepsilon$.)

Die Plagioklase, die in größeren Individuen in dem Zentralgneis vorkommen, sind stets zweierlei Art. Entweder es sind Neubildungen, die dann als Einschlüsse im Kalifeldspat oder sonst im Gestein verstreut vorkommen, oder es handelt sich um jene Körner, die, wie bereits erwähnt, mit Muskovit- und Zoisitnädelchen vollgepfropft sind.

Die neugebildeten Plagioklase sind immer frei von Einschlüssen. In Schnitten senkrecht *M* und *P* konnten Auslöschungs-

schiefen von — 13° und — 14° gemessen werden, entsprechend einem Anorthitgehalt von 5—7%. In Übereinstimmung damit erwies sich das Mineral als optisch positiv, desgleichen ergab ein Vergleich der Lichtbrechung mit Quarz in Kreuzstellung $\alpha' < \varepsilon$, $\gamma' < \omega$.

Die ganz mit Einschlüssen erfüllten Plagioklase sind wohl als Reste einstiger, anorthitreicherer Plagioklase zu deuten. Die Einschlüsse (Muskovit und Zoisit) sind teilweise den Albitlamellen parallel, teilweise Spaltrissen nach *P* parallel und in der Hauptmasse ganz unregelmäßig den Resten von Plagioklas eingelagert. Meist erfüllen sie das Mineralkorn derartig dicht, daß ein genaues

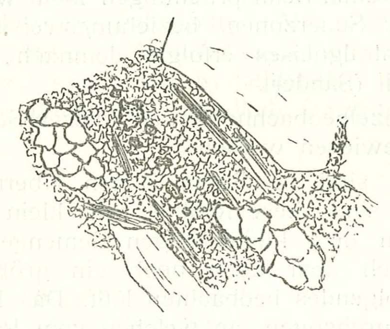



Fig. 1.

Vereinfachter Ausschnitt aus einem Schliffbild des Zentralgneises.

Zwischen größeren Einsprenglingen von Kalifeldspat und Quarzaggregaten eine von feinkörnigem Zement erfüllte Scherzone. In dieser Zone Relikte von Granat.

Rechts ein in Auflösung begriffenes Granatkorn bei stärkerer Vergrößerung.

Bestimmen des Anorthitgehaltes unmöglich wird. In einem günstigen Falle konnte sich auch eine Zonenstruktur erkennen lassen.

Das Zurücktreten der Muskovit- und Zoisitnädelchen ergab die Möglichkeit, in einem Schnitte senkrecht α im Kern eine Auslöschungsschiefe von — $14^1/_2$°, in der Hülle eine solche von — 10° festzustellen. Dem entspricht für den Kern ein Anorthitgehalt von 6%, für die Hülle ein solcher von 12%. Es ergibt sich somit die immerhin bemerkenswerte Tatsache, daß auch das Plagioklasgerüst, welches den Grund der mit Einsprenglingen erfüllten Plagioklase bildet, ein mit inverser Zonenstruktur ausgestattetes Umwandlungsprodukt bildet.

Besondere Bedeutung für die geologische Verwertung der petrographischen Beobachtungen kommt den zahlreichen Scherzonen zu, die in dem Zentralgneis nachgewiesen werden konnten (Fig. 1).

Diese Scherzonen durchziehen in parallelen Scharen zwischen den größeren Gefügeelementen das ganze Gestein und zeigen wohl

am deutlichsten die tektonische Fazies des Zentralgneises an. In diesen Zonen gingen die Differentialbewegungen vor sich, die den großen tektonischen Bewegungen zuzuordnen sind. Es sind richtige Zermalmungs- und Zerreibungszonen. Bildeten sich in den zwischen den Scherzonen liegenden Krystallen von Kalifeldspat Sprünge oder wurden die Quarzaggregate auseinandergezogen, so wurde das feinkörnige Zement sofort in die entstehenden Zwischenräume hineingepreßt. Eine der Durchbewegung folgenden Phase der Krystallisation verwischte die gröbsten Spuren der Zertrümmerung und besonders an den in den Scherzonen am zahlreichsten neugebildeten Muskoviten sind keine mechanischen Beanspruchungen mehr wahrzunehmen. Die Ausbildung der Scherzonen, beziehungsweise die starke Durchbewegung des Zentralgneises erfolgte demnach präkrystallin in bezug auf Muskovit (Sander).

Auf einige interessante Einzelbeobachtungen aus diesen Scherzonen soll noch in Kürze hingewiesen werden.

An verschiedenen Stellen sind in diesen Zonen Überreste von Granat zu finden. Meist sind diese Relikte sehr klein und verschwinden beinahe völlig in dem kleinkörnigen Gemenge der Scherzonen. Mitunter findet sich aber doch noch ein größeres Granatkorn, an welchem sich folgendes beobachten läßt. Das Korn ist von zahlreichen Sprüngen durchzogen, an welchen vom Rande aus eine Auflösung in kleine Teilchen vor sich geht (Fig. 1). Diese kleinen Partikelchen, die oft geradezu abgeprengt sind, wurden dann in der Bewegungsrichtung der Scherzonen häufig ein Stück weiter geschleppt bis sie der völligen Zerstörung anheimgefallen sind.

Zweierlei für die Deutung dieser Zonen wichtige Erkenntnisse liefert das Bild der Relikte von Granat. Einmal läßt die Zertrümmerung der Granatkörner in Verbindung mit der Lostrennung der randlichen Teile erkennen, daß diese Zonen in der Tat Zonen stärkster mechanischer Beanspruchung waren, und dann zeigt die Verschleppung der losgesprengten Teilchen das Vorhandensein von Differentialbewegungen in diesen Zonen an. Die versuchte Erklärung dieser Zonen als Zonen differentieller Bewegung wird dadurch nur gestützt.

Auch aus dem Verhalten anderer Komponenten dieser Zonen ist ihr Charakter als der differentieller Bewegungshorizonte deutlich zu erschließen.

Größere Individuen von Kalifeldspat, die ausnahmsweise quer zur allgemeinen Richtung der Scherzonen liegen und mit einem Ende in eine derartige Zone hineinragen, lassen an diesem Ende deutliche Zertrümmerungserscheinungen erkennen, wie dies Fig. 2 zeigt. Sie lösen sich in ein Aggregat von Körnern auf, die sowohl durch ihre gleiche Orientierung mit dem unversehrten Individuum als auch durch den allmählichen Übergang in den unzertrümmerten Kalifeldspat ihre Herkunft erkennen lassen.

Epidotkörner, die in diesen Zonen als Neubildungen zu beobachten sind, sind in langausgezogenen Zügen angeordnet, immer parallel jenen Richtungen, in denen gleichfalls die Granatpartikelchen verschleppt wurden und in welchen, außerhalb der Scherzonen, sich die Längsrichtung der anderen Gefügeelemente erstrekt. Auch die Einstellung der Muskovite in diesen Richtungen ist ein bezeichnendes Moment.

Wie bereits erwähnt, sind die Muskovite Neubildungen, die im Anschluß an die Ausbildung der Scherzonen entstanden sind. Ihre Verteilung in den Scherzonen selbst ist nicht ganz unregelmäßig und auch hier lassen sich gewisse Beziehungen erkennen. Wohl finden sich kleinere Muskovite in der ganzen Zone zerstreut vor, größere Muskovitindividuen aber bevorzugen sichtlich die Grenze gegen die Kalifeldspate. Sie scheinen ihre Entstehung in vielen Fällen einer randlich beginnenden Zerstörung des Kalifeld-

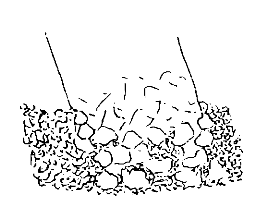


Fig.

Zertrümmerung eines Kalifeldspates, der quer zur Richtung der Scherzonen gelegen ist und mit einem Ende in eine Scherzone hineinreicht.



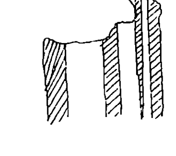


Fig. 3.

Reliktformen des Biotits im Zentralgneis.
Rechts teilweiser Umwandlung in Pennin.

spates zu verdanken, wie sich dies aus dem Studium der stärker deformierten Zentralgneise dann mit Sicherheit erkennen läßt.

Primär ist im Gegensatz zum Muskovit in dem Zentralgneis des Granatspitzkernes der Biotit enthalten. Die Individuen dieses Minerals zeigen starken Pleochroismus von lichtgelbbraun bis dunkelrehbraun und oft Einschlüsse von Zirkon mit pleochroitischen Höfen. Die Art ihres Auftretens aber (Fig. 3) führt zur Erkenntnis, daß diese Biotite nur mehr Relikte einer früheren Periode bilden.

Entweder sie sind vollständig zerfressen und nur mehr in Fetzen erhalten, oder sie sind zum Teil in ein Mineral der Chloritgruppe umgewandelt, mit dem sie dann parallel verwachsen sind. Die schwache Doppelbrechung, gerade Auslöschung und die anomalen, lavendelblauen Interferenzfarben machen es wahrscheinlich, daß es sich hierbei um Pennin handelt. Da das Gestein völlig frisch ist, so ist es nicht möglich, bei der Umwandlung von Biotit in Chlorit an eine Verwitterungserscheinung zu denken. Es liegt

ein Umwandlungsvorgang vor, der mit der Entmischung der Feldspate, der Entstehung der Zoisit- und Muskovitnädelchen in den Plagioklasen auf gleiche Stufe zu stellen ist und eine gesetzmäßige Umprägung des ursprünglichen Mineralbestandes des Granites erkennen läßt.

Vergleicht man die im vorangehenden kurz geschilderten hauptsächlichsten Gemengteile des Zentralgneises des Granatspitzkernes miteinander, so führt dies zu einer Scheidung der Minerale in zwei Gruppen.

Eine Gruppe von Mineralen gibt sich unzweideutig als Neubildungen zu erkennen. Hierher gehören die dem Albit nahestehenden Plagioklase, die Perthitbildung der Kalifeldspate, die Myrmekitbildung, die Entstehung der Zoisit- und Muskovitnädelchen in Plagioklasen einerseits und die Ausbildung der größeren Muskovitindividuen andrerseits, der aus dem Biotit entstandene Pennin und die Körnchen von Epidot.

Die anderen Minerale, vornehmlich der Kalifeldspat, die Quarzaggregate, die zerfressenen oder erst zum Teil umgewandelten Biotite, gehören der zweiten Gruppe an. Die Mineralien der zweiten Gruppe bilden die Überreste eines früheren und unter anderen Verhältnissen entstandenen und bestandfähigen Mineralbestandes. F. Becke (2*d*) hat darauf hingewiesen, daß das Vorkommen derartiger Relikte in der Mineralgesellschaft eines Gesteines zeigt, daß ein vollkommenes chemisches Gleichgewicht im Sinne der Faziesklassifikation der Gesteine nicht erreicht wurde.

Aus dem heutigen Mineralbestand des Zentralgneises läßt sich daher nach dem vorher gesagten entnehmen, daß das Gestein des Granitspitzkernes einer Faziesänderung unterworfen war. Die Ausbildung des primären Mineralbestandes erfolgte unter anderen chemisch-physikalischen Bedingungen und zeitlich in einem früheren Abschnitt der geologischen Geschichte des Granatspitzkernes, als die erwähnten Neubildungen. Daß die Anpassung an das neue Gleichgewicht nicht vollständig erfolgte, erweisen die vorhandenen Relikte, die Ungleichgewichtsminerale, deren Vorhandensein aber erst die Feststellung der früheren Phase ermöglicht.

Für die geologische Analyse des Gebietes ist aber im Verein mit der erkannten Faziesänderung eine weitere Feststellung von ganz besonderer Wichtigkeit, die sich aus dem Studium des Gefüges des Zentralgneises ergibt.

Es läßt sich aus den verschiedenen Einzelbeobachtungen mit Sicherheit entnehmen, daß die Differentialbewegungen im Gestein, die zur Ausbildung der Scherzonen führten, einerseits jünger sind als die Ungleichgewichtsminerale, andrerseits aber älter als die Neubildungen. Die starke Durchbewegung des Zentralgneises, die großen tektonischen Vorgängen zuzuordnen ist, erfolgte demgemäß zeitlich vor der Herausbildung des neuen Mineralbestandes, der den geänderten Bedingungen angepaßt ist. Der Schlüß, daß

diese geänderten Bedingungen durch die tektonischen Vorgänge geschaffen wurden, ist naheliegend.

Während die bisher geschilderte Durchbewegung und ihre Begleiterscheinungen den gesamten Zentralgneis des Granatspitzkernes betroffen haben, stellen sich an der Hangendgrenze des Kernes Zonen ein, in welchen die Umformung des Zentralgneises eine weitaus stärkere war.

Es sind dies Bewegungen, die nicht mehr den ganzen Zentralgneiskörper betroffen haben, sondern die auf das Weiterwandern von höheren Decken nach Norden zurückzuführen sind. Unter dem Einfluß dieser nordgerichteten Überschiebungen (größere Nordgeschwindigkeit höherer Niveaus, Sander), kamen in den randlichen Teilen des Zentralgneises Quetsch- oder Gleitzonen zur Ausbildung, an welchen wohl auch kleinere Verschiebungen vor sich gegangen sein dürften, denen zwar lokale, aber keineswegs irgendeine regionale Bedeutung zukommt.

Der Zentralgneis wurde in diesen Zonen ausgewalzt und ausgesprochener Linsenbau ist in diesen Teilen das herrschende Strukturbild. Die Auswalzung kann verschieden stark sein und führt von Gesteinen, in denen noch die Hauptbestandteile des Zentralgneises in linsenförmiger Form erkenntlich sind bis zu Typen, in welchen der ganze Feldspatgehalt in Muskovit umgewandelt wurde. Derartige extrem starke Quetschzonen sind nur ganz in der Nähe der Hangendgrenze entwickelt und dort schon von weitem durch ihre blendend weiße Farbe kenntlich.

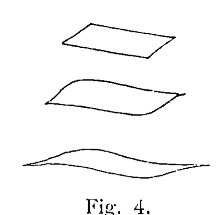


Fig. 4.

Drei Stadien in der Umformung eines Feldspatkornes zu flach ausgezogenen Linsen. (Verschiebung an Translationsflächen.)

Sehr schön läßt sich die Umformung der größeren Einsprenglinge von Kalifeldspat zu linsenförmigen Körpern verfolgen (Fig. 4). Auch bei den ganz flach linsenförmigen Körnern läßt sich noch deutlich die unsymmetrische Anordnung erkennen und das ganze Bild spricht dafür, daß die »Auswalzung« dieser Körner eine Verschiebung an Translationsflächen darstellt.

Während aber bei der Durchbewegung des ganzen Zentralgneiskörpers wesentliche Stoffwanderungen nicht stattgefunden haben dürften, scheint dies bei der Ausbildung der Quetschzonen anders gewesen zu sein. Hält man sich nämlich die chemische Zusammensetzung des Kalifeldspates ($K_2O . Al_2O_3 . 6\,SiO_2$) vor Augen und vergleicht sie mit jener des Muskovits ($2\,H_2O . K_2O . 3\,Al_2O_3 . 6\,SiO_2$), so zeigt sich, daß bei der Umwandlung eine nicht unbedeutende Menge von SiO_2 frei wird. Und nun treffen wir gerade in jenen randlichen Zonen wiederholt Quarzgänge an, die sich als junge,

posttektonische Bildungen erweisen. Es erscheint wohl naheliegend, diese Quarzgänge mit der bei der Entstehung der Quetschzonen frei werdenden Kieselsäure in Verbindung zu bringen, wie dies auch schon in anderen Gebieten versucht wurde (8).

Auch in den Quetschzonen erweist sich die Deformation als präkrystallin in bezug auf Muskovit.

c) Lagerungsverhältnisse.

Durchwandert man die Granatspitzgruppe in der Richtung von Süden nach Norden an mehreren Stellen, um einen allgemeinen Überblick über die Lagerungsverhältnisse zu erlangen, so zeigt sich sowohl in den westlichen, als auch in den östlichen Profilen im wesentlichen das gleiche Bild.

In einer Entfernung von 5 bis 6 *km* vom Hauptkamm der Hohen Tauern taucht im Süden in der Tiefe des Landecktales und des Dorfer Tales der Zentralgneis zum erstenmale unter den Gesteinen der Schieferhülle empor. Bei einem mittleren Fallwinkel von ungefähr 30° gegen Süd ziehen die Gesteinsbänke an den beiden Talgehängen empor, um bald die Höhen zu erreichen. Der Hauptkamm des Gebirges besteht schon ausschließlich aus Zentralgneis. Mit dem Erreichen der Höhen verringert sich aber gleichzeitig der Fallwinkel der Gesteinsbänke gegen Süden. So beträgt das Fallen z. B. am Kleinen (Stubacher) Sonnblick nur mehr 20° und noch weiter nach Norden fortschreitend, sehen wir schließlich die Gesteinsbänke in schwebender Lagerung. Im ganzen nördlichen Teil des Granatspitzkernes fällt dann der Zentralgneis im Westen flach und im Osten steil (60°) nach Norden unter die Gesteine seiner Hülle ein.

Da nun die obersten Partien des Granatspitzkernes durch eine strenge, wie sich allerdings zeigte, erzwungene Konkordanz ausgezeichnet sind, so scheint fürs erste die Auffassung Löwls von einem ruhigen und kuppelförmigen Bau des Zentralgneiskernes zuzutreffen. Und in der Tat sind die Lagerungsverhältnisse in diesen obersten Teilen des Zentralgneises durch die Bemerkung Löwls, »daß die starken Granitbänke wie die Schalen einer Phonolithkuppe übereinanderliegen,« trefflich gekennzeichnet.

Das geologische Bild ändert sich jedoch wesentlich, wenn wir die tieferen Teile des Zentralgneiskernes auf ihren inneren Bau hin einer Prüfung unterziehen.

Während in den randlichen Partien die Haupttrennungsflächen der Gesteinsbänke einen parallelen Verlauf mit der Oberfläche der Gneiskuppel erkennen ließen und die Zerlegung des Zentralgneises in oft abenteuerliche Türme und Pfeiler auf zwei jüngere Kluftsysteme zurückzuführen ist, lassen die tieferen Teile eine derartige parallele Anordnung der Gesteinsbänke vermissen. Ein beharrliches Verfolgen der einzelnen Trennungsflächen führt vielmehr unschwer

zur Erkenntnis, daß die Einzelkörper, aus denen sich der Granatspitzkern aufbaut, eine flache, doppelt keilförmige Gestalt besitzen. Die Trennungsfugen laufen einander nicht parallel, sie divergieren und vereinigen sich wieder bei wechselnder Breite der so entstehenden Teilkörper. In manchem erinnert das Bild an die Phakoide, in die der stark durchbewegte Bittesche Gneis nach der Beschreibung von F. E. Sueß zerlegt ist. An allen Stellen, an denen eine nähere Untersuchung dieser Teilkörper sich durchführen ließ, ohne daß jüngere Klüfte das geologische Bild allzusehr verwischten, zeigte sich die gleiche Anordnung im Raum. Immer waren die Teilkörper so angeordnet, daß die Richtung der Schneiden der Keile, die Längsachsen, ein Streichen von Osten nach Westen erkennen ließen. Außerdem zeigte sich in den meisten Fällen ein sanftes

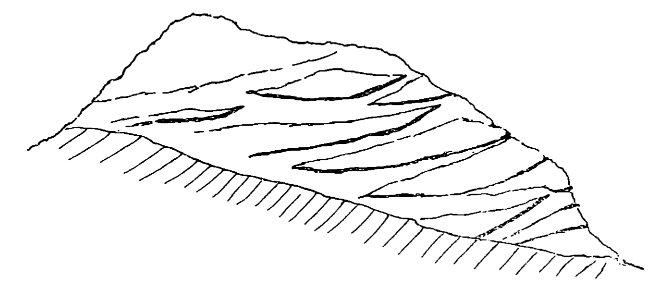


Fig. 5.

Struktur der tieferen Partien des Zentralgneises.
Auflösung in einzelne Phakoide (Schafbühel).

Verflächen gegen Ost. Je nach der räumlichen Orientierung der Aufschlüsse können die sich ergebenden Schnitte naturgemäße Verschiedenheiten zeigen. Das Bild eines Aufschlusses in der Richtung von Norden nach Süden zeigt Fig. 5. Hier ist die Auflösung des Kerngesteines am deutlichsten zu erkennen.

In gewissem Sinne erinnern die Gesteinskörper, in welche die ganze Zentralgneismasse zerlegt erscheint, an die Walzfalten, wie sie kürzlich von Ampferer (1) beschrieben wurden.

Die Ausbildung dieser typischen, ausgesprochen an die Bewegung angepaßten Formen liefert uns aber auch einen makroskopischen Beweis dafür, daß der ganze Granatspitzkern einen tektonisch stark durchbewegten Körper darstellt.

Von ganz besonderem Interesse werden nun die Beziehungen, die zwischen den in Phakoide zerlegten inneren Teilen des Granatspitzkernes und den streng parallel angeordneten randlichen Partien bestehen. Es läßt sich aus verschiedentlich zu beobachtenden Interferenzen in den Übergangszonen erkennen, wie die strenge Parallelität der Randzone unter teilweise stärkster Auswalzung dem schon in die Teilkörper zerlegten Granatspitzkern aufgezwungen

wurde. Daraus ergibt sich aber eine Altersverschiedenheit der tektonischen Bewegungen, denen die einzelnen Erscheinungen zuzuordnen sind.

Die Bewegungen, welche die strenge Konkordanz der äußeren Partien des Zentralgneiskernes erzwungen haben, sind jünger, als jene, die den Granatspitzkern zur Gänze in einzelne Keile zerlegten. Zwanglos läßt sich die erzwungene Konkordanz in der Randzone auf Bewegungen im Hangenden des Zentralgneises zurückführen, auf das Übergleiten und Abwandern der Decken der Schieferhülle nach Norden. Diese Auffassung wird gestützt durch Beobachtungen am Westende des Granatspitzkernes. Dort läßt sich erkennen, daß die Zone erzwungener Konkordanz nur an der Hangendgrenze des Zentralgneises entwickelt ist, während im Liegenden eine derartige Zone nachträglicher starker Verschieferung fehlt. Die Zerlegung des ganzen Zentralgneiskörpers in einzelne, an Bewegungsvorgänge angepaßte Teilkörper wird dann mit der eigentlichen Bildung der Zentralgneisdecken in Beziehung zu bringen sein.

Während sich solcherart aus der inneren Struktur des Zentralgneiskörpers selbst wesentliche Momente für die Beurteilung der tektonischen Geschichte dieses Gebietes ergeben haben, sollen im folgenden die Beziehungen des Zentralgneises zu den Gesteinen seiner Hülle kurz erörtert werden.

In Übereinstimmung mit dem ostwärts gerichteten Achsengefälle der einzelnen Teilkörper, die den Granatspitzkern zusammensetzen, sehen wir am Ostrande des Kernes den Zentralgneis gleichförmig unter die Gesteinsserien der Schieferhülle untertauchen. Im Mittel geschieht dies in einem Winkel von 20 bis 30° Die Berghänge, die vom Hocheiser, vom Kleinen Eiser, von der Hohen Riffl und vom Eisкögele gegen den Tauernmoosboden und gegen den Kalser Tauern herunterziehen, gewähren einen guten Einblick in den Aufbau dieses Gebietes, obzwar sie, namentlich im südlicheren Teil, oft recht schwer zugänglich sind.

Ein ganz besonderes charakteristisches Gepräge erhält aber die Ostumrahmung des Granatspitzkernes durch die Einschaltung größerer Massen von Peridotit, die durch ihre rotbraune Verwitterungsfarbe schon aus weiterer Entfernung im Landschaftsbilde deutlich hervortreten. Zwei größere derartige Vorkommen sind schon länger in der Literatur bekannt und wurden auch von Löwl auf seiner Karte bereits eingezeichnet.

Die größte Einschaltung von Peridotit findet sich am Nordostende des Granatspitzkernes. Sie setzt dort den Rettenkopf und die Wiegenköpfe zusammen und erstreckt sich vom Rettenkopf bis zum Ausgange der Dorfer Öd. Die Art des Auskeilens und die allerdings nicht immer deutlich erkennbaren Beziehungen zu den Nebengesteinen machen es wahrscheinlich, daß es sich um einen Gesteinskörper von linsenförmiger Gestalt handelt. F. Becke hat

dieses Vorkommen in einer eigenen Arbeit behandelt und seinen Beobachtungen ist nichts wesentlich Neues hinzuzufügen. Bezüglich petrographischer Einzelheiten sei der Kürze halber auf die Arbeit Beckes (2*a*) verwiesen.

Zwischen dem hier ziemlich steil nach Norden einfallenden Zentralgneis und dem Peridotitklotz schaltet sich ein schmales Band eines stark verwitterten Amphibolits ein, das sich oft schwer, im ganzen aber doch kontinuierlich verfolgen läßt. Dann folgt die Linse von Peridotit, die außerordentlich stark zerklüftet ist. Im Hangenden des Peridotits fehlen, wie schon Becke (l. c.) betont, gute Aufschlüsse.

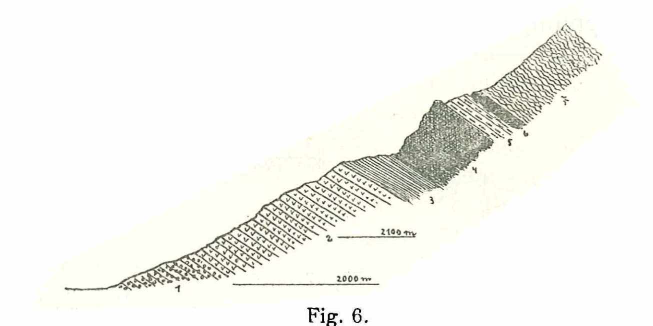


Fig. 6.

Profil vom Tauernmoos-See gegen den Kamm Seelgrat-Hocheiser.

1 Schutt von Zentralgneis.
2 Zentralgneis.
3 Blättrig verwitterte Amphibolite.
4 Peridotit.
5 Gequetschte Chlorit-Sericitschiefer.
6 Graphitoidhaltiger Quarzit.
7 Schiefergneise, Glimmerschiefer.

Dann folgen wieder Amphibolite und über diesen schließlich biotitführende Schiefergneise.

Wandern wir längs des Ostrandes des Zentralgneises gegen Süden, so gelangen wir in einer Entfernung von etwa 1 bis $1^1/_2$ *km* vom Rettenkogel im tektonisch gleichen Niveau zu einer neuerlichen Einlagerung von Peridotit. In der Literatur finden wir über die Lagerungsverhältnisse dieser Linse keine näheren Angaben. Während aber beim Peridotit des Rettenkogels die Grenze im Hangenden durch sumpfige Almwiesen verschleiert wird, gewähren die steilen Berghänge hier einen guten Einblick in die Gesteinsfolge der östlichen Umrahmung des Granatspitzkernes.

Steigt man vom Südende des Tauernmoos-Sees gegen den Kamm Hocheiser-Seelgrat empor, so führt das Profil gerade über die Einschaltung von Peridotit (Fig. 6).

Zunächst erreicht man über eine große Schutthalde empor den anstehenden Zentralgneis. Dieser wird gegen das Dach zu dünnbankig und nahe der Grenze selbst quert man einen etwa

$^3/_4$ *m* mächtigen Quarzgang, der den Zentralgneisbänken gleichsinnig zwischengelagert ist. Auch an anderen Stellen der Randzone des Granatspitzkernes konnten derartige Quarzgänge beobachtet werden.

Unmittelbar über den Zentralgneis folgt zunächst eine morphologisch deutlich erkennbare Stufe, die zum Großteil von Schutt bedeckt wird. An einzelnen, aus dem Schutt herausragenden Felszacken ist jedoch das Gestein des Untergrundes erkennbar. Es sind die gleichen, blättrig verwitterten Amphibolite, die am Rettenkogel und bei den Wiegenköpfen ebenfalls zwischen Zentralgneis und Peridotit angetroffen wurden. Ihre leichtere Zerstörbarkeit im Gegensatz zum Zentralgneis im Liegenden gab Veranlassung zur Aus-

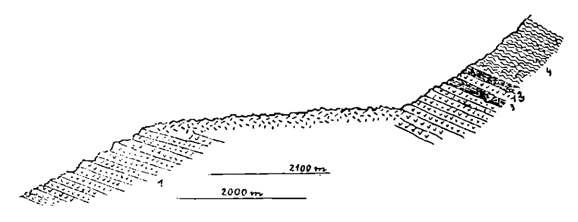


Fig. 7.

Profil südl. Tauernmoosboden—Rifflkees—Kapruner Thörl.

1 Zentralgneis.
2 Schutt am Rifflkees.
3 Amphibolit.
4 Gneise der unteren Schieferhülle.

bildung der Terrainstufe, die die Hangendgrenze des Zentralgneises schon morphologisch scharf hervortreten läßt.

Über diesen Amphiboliten liegt nun der Peridotitklotz. Das Gestein ist das gleiche wie bei den Wiegenköpfen, ziemlich dicht, sehr zähe und durch mehrere Kluftsysteme in einzelne parallelpipetähnliche Stücke aufgelöst. Im Hangenden des Peridotits folgt eine Zone stark gequetschter Chlorit-Sericitschiefer und über diesen eine wenig mächtige Partie von dunklem, graphitoidhaltigem Quarzit. Dann erst folgt die mächtige Serie der Schiefergnise und Glimmerschiefer, teils granatführend, der unteren Abteilung der Schieferhülle.

Es läßt sich demnach auch in diesem Profil im großen und ganzen die gleiche Schichtfolge erkennen, wie im Profil über die Wiegenköpfe und den Rettenkogel.

Ein von dieser Gesteinsfolge etwas abweichendes Bild ergibt sich am Ostrande des Granatspitzkernes an jenen Stellen, an denen die Einschaltungen der Peridotitlinsen fehlen. Ein Profil südlich von dem eben beschriebenen, etwa gegen das Kapruner Thörl zu, gibt einen guten Überblick über die Gesteinsfolge (Fig. 7).

Über den Zentralgneis folgen Amphibolite, denen noch eine etwa 10 *m* mächtige Bank von stark geschiefertem Zentralgneis

zwischengelagert ist. Darüber folgt dann unmittelbar die mannigfach zusammengesetzte Serie der unteren Schieferhülle. Eine gute Vorstellung von der petrographischen Vielgestaltigkeit dieser Serie vermitteln schon die Schuttmassen, die auf dem Rifflkees liegen. Peridotit und Graphitoidquarzit fehlen in diesem Profil, doch ist es immerhin möglich, daß letzterer bei seiner geringen Mächtigkeit unter Schutt und Schnee verborgen, sich der Beobachtung entzogen hat.

Noch weiter südlich trifft man am Ostrande des Granatspitzkernes die dritte große Einschaltung von Peridotit. Schon von dem Wege, der von der Rudolfshütte zum Tauernmoosboden führt, ist diese Peridotitlinse der Totenköpfe deutlich zu sehen und bei guter Beleuchtung kann das an die Art des Auftretens und der Verwitterungsfarbe der Gesteine gewöhnte und geübte Auge auch vom diesseitigen Hang die Gesteinsfolge erkennen.

Es zeigt sich die gleiche Gesteinsfolge, wie bei den Peridotiteinschaltungen weiter nördlich. Über dem Zentralgneis liegt wieder der blättrig verwitterte Amphibolit, dann der Peridotit, dessen Ausbildung schon von Weinschenk (15) beschrieben wurde. Das Hangende wird von der Gneisserie der unteren Schieferhülle gebildet, ist aber meist unter Schnee und Eis verborgen.

Vergleichen wir die Gesteinsfolgen, die die östliche Umrahmung des Granatspitzkernes bilden, so erkennen wir als einen besonders bezeichnenden Zug die Einlagerung von Peridotitlinsen in einem bestimmten Niveau über dem Zentralgneis. Diese Peridotite treten in diesem Verhältnis zum Zentralgneis nur am Ostrande des Zentralgneises auf, dort wo infolge des Achsengefälles das Hangende sich wieder einstellt. Im Norden, Süden und Westen fehlen diese Peridotite vollkommen. Auch in der Verteilung von Norden nach Süden ist eine Eigentümlichkeit festzustellen. An jenen Stellen der östlichen Umrandung des Granatspitzkernes, wo das östliche Achsengefälle kombiniert erscheint mit dem Untertauchen der Zentralgneismasse gegen Süden, fehlen die Peridotite. Sie stellen sich erst dort ein, wo die Emporwölbung des Zentralgneises von Süd gegen Nord den höchsten Punkt erreicht hat und nehmen bezeichnenderweise an Mächtigkeit gegen Nord zu. Ihre Gesamtanordnung im Raume ließe auf eine Anschoppung der Peridotite gegen Norden schließen, etwa vergleichbar einem großen Tropfen, wobei die südlicher gelegenen Teile in Linsen (Totenköpfe, Seelgrat) zerrissen wurden.

Die naheliegende Frage, ob die Peridotite als geologisch selbständige Körper zu betrachten sind, oder ob ein genetischer Zusammenhang mit dem Zentralgneis besteht, wage ich derzeit noch nicht zu entscheiden. Immerhin wäre es möglich, an einen primären Zusammenhang mit dem ursprünglichen Granit zu denken, etwa derart, daß in den heutigen Peridotiten ursprüngliche basische Erstausscheidungen zu erblicken wären. Ob die Anschoppung der

basischen Gesteine im Norden im Anschluß an die Erstarrung erfolgte, wobei vielleicht an Vorgänge nach Art der »squeezing differentiation« (Bowen) gedacht werden könnte, oder ob diese Anschoppung erst durch die Deckenbildung erfolgte, wird sich wohl erst aus dem Studium größerer Gebiete ergeben. Immerhin sei auch schon jetzt auf diese Fragestellung hingewiesen.

Wenden wir uns nun der Grenze des Zentralgneises gegen die Schieferhülle im Süden und Norden zu. Die Lagerungsverhältnisse sind hier weniger kompliziert, die Beobachtungen stimmen mit denen Löwls im wesentlichen überein.

Steigen wir etwa von der Rudolfshütte aus über den Kalser Tauern ins Dorfer Tal, so läßt sich schon vom Tauernkreuz aus verfolgen, wie sich der Zentralgneis allmählich nach Süden neigt, um schließlich mit einem mittleren Fallwinkel von 20 bis 40° die Gneisserie der unteren Schieferhülle zu unterteufen. Auf der Kammhöhe selbst ist die Überlagerung sehr schön in dem Profil Schnacken-Thörl—Aderspitze zu beobachten. (Siehe auch die Abbildung bei Löwl, Granatspitzkern, Fig. 3.) Hier treffen wir auch wieder ein Äquivalent des Graphitoidquarzites im Hangenden des Zentralgneises. Im Tale selbst reicht der Zentralgneis bis zur Alpe Böheimeben, wo in einem seitlichen Taleinschnitt der Kontakt gut aufgeschlossen ist. Der Kontakt ist hier tektonisch; primäre Beziehungen zwischen dem einstigen Granit und den Gesteinen seiner Hülle sind in diesem Abschnitte nicht festzustellen.

Anders liegen die Verhältnisse weiter im Westen. Im Profil des Glockenkogels und Seelenkogels folgt über dem Zentralgneis eine Gesteinsserie, die sich unzweifelhaft als Rest des ehemaligen Daches zu erkennen gibt. Zahlreiche Blätter des einstigen Granites durchschwärmen das Nebengestein, keilen aus, schwellen an, vereinigen sich zu größeren Intrusionen in das Nebengestein und begründen durch ihre Verteilung die Vorstellung einer einstigen Aufschmelzung des Daches. Vom Taber Firn aus sind diese Verhältnisse bei guter Beleuchtung ausgezeichnet wahrzunehmen und Löwl hat sie in einer trefflichen Skizze (Granatspitzkern, Fig. 4) wiedergegeben. Ein Profil vom Taber Firn über den Glockenkogel gegen Süden zeigt Fig. 8.

Die Nordgrenze des Granatspitzkernes ist tektonisch einfach. Vom Westende der Zentralgneismasse bis zum Ostende entspricht die heute feststellbare Grenze gegen die Gneise der unteren Schieferhülle einem Abwitterungsrand. Die Gneisserie reicht daher an verschiedenen Stellen verschieden weit über den Zentralgneis nach Süden. Im allgemeinen geschieht dies im Westen weiter, als im Osten. In Übereinstimmung damit sehen wir in den westlichen Profilen, zum Beispiel auf dem Kamm Graulahner—Glanzgschirr—Glanzscharte, den Zentralgneis ziemlich flach die Gneise seiner Hülle unterteufen. Nach Osten zu wird der Winkel immer größer und in dem Gebiet Dorfer Öd—Tauernmoos beträgt das Nordfallen

bis zu 60° Hier sind auch in der Klamm, die vom Tauernmoosboden gegen den Enzinger Boden führt, mehrere Quetschzonen prächtig aufgeschlossen, an denen Gleitbewegungen der obersten Partien des Zentralgneises vor sich gegangen sind, die, wie weiter unten gezeigt wird, jünger sind, als die eigentliche Ausbildung der Zentralgneisdecken. Sie werden im folgenden mit dem Weiterwandern und Abgleiten nach Norden von tektonisch höheren Niveaus in Zusammenhang gebracht.

Die weitaus interessantesten Verhältnisse zwischen dem Zentralgneis und den Gesteinen seiner Hülle herrschen aber zweifellos am Westrande des Kernes. Schon Löwl hat auf diesem Teil ganz besonders aufmerksam gemacht und wir verdanken diesen ausgezeichneten Beobachter zum erstenmal die Feststellung, daß an dieser Seite die Unterlage des Zentralgneises der Beobachtung zugänglich ist. Den Verband des Zentralgneises mit den Gesteinen

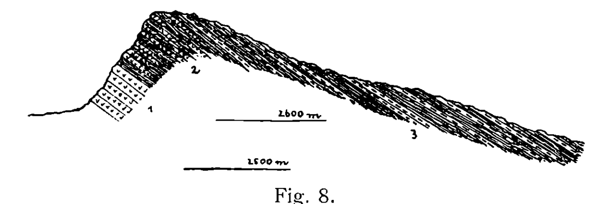


Fig. 8.

Profil Taber Firn—Glockenkogel.

1 Zentralgneis.
2 Reste des alten Daches. Zahlreiche Intrusionen.
3 Untere Schieferhülle.

des Liegenden betrachtete Löwl als primär und die Art der Lagerung als einen zwingenden Beweis für die noch heute in ursprünglicher Form vorhandene Intrusion des Zentralgneises.

Die neuen Begehungen konnten eine weitaus größere Komplikation aufzeigen.

Während im östlichen Teil der Granatspitzgruppe der Boden der Hochtäler vom Zentralgneis gebildet wird und auch der Talhang ziemlich hoch hinauf aus dem gleichen Gestein besteht, herrschen hier am Westrande gerade umgekehrte Verhältnisse.

Die Wasserrisse und besonders die Einschnitte des Taber- und Messelingbaches gewähren gute Aufschlüsse.

Klettert man den steilen Talhang östlich des Matreier Tauernhauses ab, so findet man sowohl im Tale selbst, als auch in den unteren Teilen des Hanges die Gesteine der unteren Schieferhülle anstehend. Erst in einer Höhe von ungefähr 2200 *m* trifft man zum erstenmale den Zentralgneis. Die Bänke lagern hier beinahe horizontal und blicken mit ihren Köpfen ins Tauerntal hinab. Man wird wohl nicht umhin können, bei weiteren Studien im eigentlichen Gebiet des Groß-Venedigers die Fortsetzung der Granatspitzdecke

zu suchen. Wenn auch Teile derselben durch das Achsengefälle bereits der Erosion anheimgefallen sind, so haben doch verschiedene Vergleichstouren nach Westen in mir die Vorstellung erweckt, daß die tektonische Fortsetzung der Granatspitzdecke nach Westen vorhanden ist.

Die Unterlage des Zentralgneises, der »söhlige Boden« nach Löwl, erweist sich, wie an verschiedenen Stellen festgestellt werden konnte, als stark gefaltet. Besonders deutlich läßt sich dies an einer mehrere Meter hohen Wand unweit der Grenze gegen den Zentralgneis im Tabergraben erkennen.

Der Zentralgneis selbst läßt sehr schön die Zerlegung in Phakoide erkennen. Besonders wichtig erscheint die Feststellung, daß an keiner Stelle in den Liegendteilen des Zentralgneises ähnliche, auf jüngere Bewegungen hindeutende Quetschzonen beobachtet werden konnten, wie sie in den Hangendteilen des Granatspitzkernes an vielen Stellen vorhanden sind. Dies festigt die oben vertretene Vorstellung, daß zur Zeit der Ausbildung der Quetschzonen die Hauptdeckenbildung bereits vollendet war und daß diese Bewegungen nur im Hangenden des Deckenkörpers vor sich gegangen sind.

Verfolgt man die Zentralgneisgrenze um das Taber Kögele herum nach Norden, so läßt sich überall dort, wo die Schuttbedeckung es erlaubt, das gleiche beobachten. Beinahe söhlig gelagerte Zentralgneise, die von gefalteten Gesteinen der unteren Schieferhülle unterlagert werden.

Am Hang, der südlich des Grüner Sees sich gegen das Taber Kögele hinaufzieht, ist mitten im Zentralgneis eine größere Schieferscholle aufgeschlossen. Schon Löwl hat auf diese interessante Stelle aufmerksam gemacht. Allem Anscheine nach handelt es sich hier um die Fortsetzung und zugleich um das Ende der Schieferzunge, die nach Norden zu im Messelingkogel anschwillt und den Hauptkörper der Granatpitzdecke von der kleinen Abspaltung des Velber Tauern scheidet (Fig. 9).

Der Messelingkogel, der aus dunklen, hornblendereichen und gefalteten Gneisen besteht, wurde von Löwl als das normale Hangende des Granatspitzkernes gedeutet. Und in der Tat sehen wir auch an der Ostseite des Messelingkogels den flach gelagerten Zentralgneis im Liegenden unter den Hornblendegneisen hervortauchen. Das Bild ändert sich aber ganz wesentlich, wenn man den Hang des Messelingkogels gegen das Tauerntal einer eingehenden Untersuchung unterzieht.

Leider sind die interessantesten Stellen im Süden des Kogels von Schutt bedeckt und verrutscht. Wenige hundert Meter weiter nach Norden tauchen aber am Hang des Messelingkogels gegen das Tauerntal unter dem Schutt die Zentralgneisbänke im gleichen Niveau wieder hervor. Diese Aufschlüsse sind, vielleicht infolge von Schneebedeckung, der Aufmerksamkeit Löwls entgangen. Es

kann aber wohl kaum einem Zweifel unterliegen, daß wir es in diesen Bänken von Zentralgneis mit der Fortsetzung des Zentralgneises vom Grüner See zu tun haben. Die gleiche Lagerung im selben Niveau und die nur wenige hundert Meter betragende Unterbrechung durch Schutthalden lassen den Zusammenhang als ziemlich sicher erscheinen.

Von hier aus läßt sich der Zentralgneis weiter verfolgen bis zu dem Vorkommen, welches von Löwl am Velber Tauern angetroffen wurde.

Das hoch gelegene Tal des Tauernbaches unterbricht zunächst den sichtbaren Zusammenhang auf eine kurze Strecke. Am jenseitigen Hang des Tales, genau in der Verbindung Messeling-

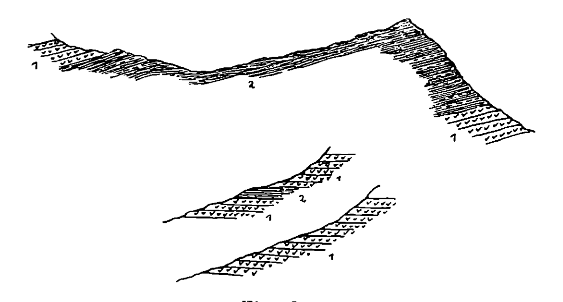


Fig. 9.

Drei West—Ost-Profile vom Westrand des Granatspitzkernes.

Oben: Profil Velber Tauern—Hochgasser.
Mitte: Profil des Hanges des Taber Kögeles südlich des Grüner Sees mit Schieferscholle.
Unten: Profil südlich vom vorigen.

1 Zentralgneis.
2 Dunkle, hornblendereiche, gefaltete Gneise.

kogel—Velber Tauern, taucht der Zentralgneis wieder auf. Über die zum Teil mit Schutt bedeckte Ausser Gschlöß-Alm läßt sich der Zentralgneis weiter nach Norden verfolgen bis zum Beginn der Schneefelder südlich des Tauernkreuzes. Unter dem Schnee ragen Rundhöcker von Zentralgneis hervor, die sein Vorhandensein auch an dieser Stelle bekunden. Über diese Vorkommen hinweg besteht ein direkter Zusammenhang mit dem Zentralgneis des Velber Tauern, der schon auf Löwls Karte verzeichnet ist. Das Streichen beträgt am Velber Tauern im Mittel Nord 40° West, das Fallen 10 bis 20° Süd. An dem Hang, der vom Tauern zur Windschutzhütte auf dem südlichen Schneefeld herabzieht, ist deutlich zu sehen daß die Gneise des Weinbühels den Zentralgneis des Velber Tauern unterteufen. Allerdings ist das Verflächen in diesen, im allgemeinen flach gelagerten Gesteinen durchaus nicht anhaltend gleich und Löwl konnte östlich vom Weinbühel eine Andeutung einer flachen Synklinale feststellen.

Löwl war geneigt, den Zentralgneis des Velber Tauern einem eigenen kleinen Kern zuzurechnen. Wie ich soeben zeigen konnte, entspricht dies nicht den wirklichen Verhältnissen. Vielmehr läßt sich der Zentralgneis bis zur Vereinigung mit der Hauptmasse des Granatspitzkernes verfolgen. Der Zentralgneis am Velber Tauern erweist sich demnach nur als eine Abspaltung, als eine Digitation, vom Stammkörper der Granatspitzdecke.

Wie sich die weiteren tektonischen Verhältnisse nach Westen zu gestalten, ist derzeit noch unsicher. Es möge nur anschließend

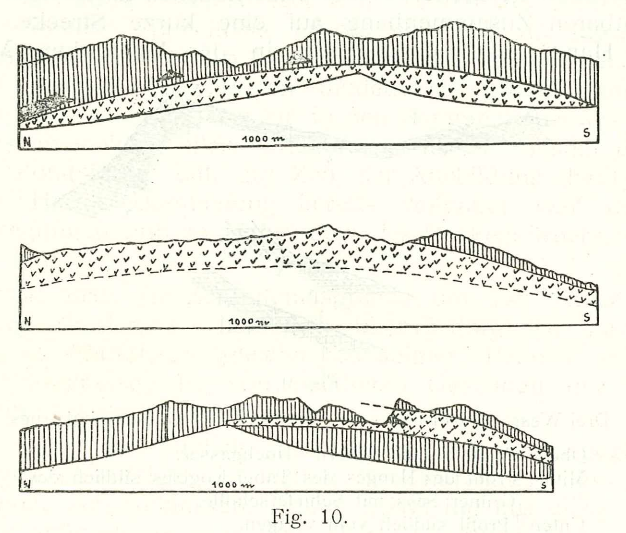


Fig. 10.

Übersicht über die Lagerung der Granatspitzdecke.

Oben: Ostrand. Hoch-Eiser—Hohe Riffl—Eiskögele.
Mitte: Mittlerer Teil. Glanzgschirr—Landeckalpe.
Unten: Westrand. Hohe Fürlegg—Hochgasser—Taber Kögele.

Zeichenerklärung: Hacken = Zentralgneis. Senkrechte Schraffen = untere Schieferhülle. Gekreuzte Schraffen = Peridotit. Im oberen und unteren Schnitt ist außerdem noch vereinfacht die Lage des Talbodens angegeben.

erwähnt werden, daß im Profil des Tauernkogels über dem Zentralgneis des Velber Tauern, aber durch ein schmales, außerordentlich stark verquetschtes und gefaltetes Glimmerschieferband von ihm getrennt, neuerlich eine Zentralgneismasse folgt, die erst ihrerseits von den Schieferhüllengneisen des Tauernkogels überlagert wird. Diese Zentralgneise sind grob porphyrisch entwickelt und gleichen vollkommen den Typen, die am Ostende des Tauernfensters die Modereckdecke aufbauen.

Wenn auch nähere Einzelheiten über den Bau dieser westlichen Gebiete zum Teil noch fehlen und zum Teil noch nicht spruchreif sind, so scheint doch eine tektonisch höhere Einheit

als die Granatspitzdecke bereits sichergestellt. Daß die Grenzfläche zwischen diesen beiden eine Bewegungsfläche ist, beweist das gefaltete und gequälte Glimmerschieferband zur Genüge. Diese höhere Decke ließ sich bis jetzt ein gutes Stück weit nach Westen zu verfolgen.

Auch die großen Zentralgneisgebiete im Westen des Granatspitzkernes werden sich in einzelne Decken auflösen lassen, wie dies schon von Kober (7*c*) versucht wurde.

Versuchen wir, die im vorangehenden mitgeteilten Einzelbeobachtungen über die Lagerungsverhältnisse des Zentralgneises der Granatspitzgruppe zu einem Gesamtbilde zu vereinigen, so läßt sich etwa kurz folgendes erkennen (Fig. 10, 11).

Die Zentralgneismasse des Granatspitzkernes bildet keinen Lakkolithen in primärer Lagerung, wie es etwa Löwl meinte,

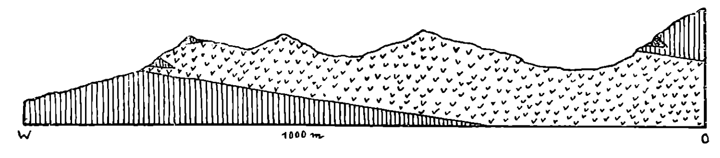


Fig. 11.

West-Ost-Profil durch die Granatspitzdecke. Taber Kögele (W)— Totenköpfe (O).

Zeichen wie bei Fig. 10.

sondern wir müssen in ihr eine richtige Decke von Zentralgneis erblicken, die durch tektonische Vorgänge in ihre heutige Lage gebracht wurde.

Einen zusammenfassenden Überblick der Beobachtungen geben die drei Profile in Fig. 10.

Das obere Profil zeigt die Verhältnisse am Ostrande der Granatspitzdecke auf. Die Höhen Hoch Eiser, Riffl, Eiskögele sind aus Gesteinen der Schieferhülle gebildet, der Zentralgneis selbst liegt im Tale und verschwindet nach Osten zu unter den Gesteinen der Schieferhülle. Die drei Peridotitlinsen treten auffällig hervor.

In der mittleren Figur befinden wir uns etwa in der Mitte der Granatspitzdecke. Der Zentralgneis baut die Höhen und Spitzen auf und erst dort, wo er sich nach Norden oder Süden senkt, treffen wir in seinem Hangenden wieder auf die Gesteinsserie der Schieferhülle.

Die untere Figur endlich zeigt die tektonischen Verhältnisse am Westrande der Granatspitzdecke. Der Talboden und die Hänge bis zu einer Höhe von 2200 *m* werden von den Gesteinen der Schieferhülle gebildet und erst bei 2200 *m* treffen wir den Zentralgneis an. Die Digitation des Velber Tauern ist angedeutet.

Schon aus diesen drei in der Richtung von Nord nach Süd gelegenen Schnitten läßt sich herauslesen, daß die Granatspitzdecke eine axiale Neigung besitzt.

Die Tatsache, daß der Zentralgneis im Osten in der Tiefe ansteht, dann allmählich zu den Höhen emporsteigt und im Westen erst von einer Höhe von 2200 *m* an angetroffen wird, läßt deutlich die Richtung der axialen Neigung erkennen. Sie ergibt sich von West nach Ost. Die Verhältnisse in dieser Richtung zeigt Fig. 11.

Die Granatspitzdecke bildet nach alledem eine Zentralgneisdecke von keineswegs besonderer Mächtigkeit. Sie steigt von Süden allmählich empor, liegt im Scheitel söhlig und stirnt dann gegen Norden. Dies ist das allgemeine Bild. Gleichzeitig besitzt die Granatspitzdecke ein Gefälle gegen Osten und diesem Umstande ist es zu danken, daß am Westrande auch die Unterlage der Decke der Beobachtung zugänglich ist.

Die relativ geringe Mächtigkeit der Granatspitzdecke, ihre geringe Reichweite nach Norden, die Spaltung am Velber Tauern, sprechen dafür, daß die Granatspitzdecke selbst keinen eigentlichen Großdeckenkörper darstellt. Es scheint vielmehr recht wahrscheinlich zu sein, daß sie nur den emporgetragenen Kopfteil, vielleicht auch nur eine Abspaltung des Kopfteiles einer Großdecke bildet, deren Hauptkörper in diesem Teil der Hohen Tauern noch im Süden unter den Gesteinen der Schieferhülle begraben liegt.

Die Analyse der im Westen anschließenden Gebiete dürfte hierüber Klarheit bringen.

d) Entwicklungsgeschichte des Granatspitzkernes.

Wurde in den bisherigen Abschnitten das Augenmerk besonders auf die Darstellung der Einzelbeobachtungen gelegt, so soll im folgenden nun der Versuch unternommen werden, diese petrographischen und tektonischen Einzelheiten in ihrem zeitlichen Verhältnisse und in ihrer gegenseitigen Bedingtheit zu erkennen, um daraus die Geschichte des Granatspitzkernes zu ersehen.

Es ist eine schon lange bekannte Tatsache, daß wir in den Zentralkneiskörpern der Hohen Tauern und demnach auch in dem Granatspitzkern richtige Intrusivkörper zu erblicken haben. Während aber in früherer Zeit die Meinung weit verbreitet war, daß die Intrusion im wesentlichen dort erfolgte, wo die Zentralgneise sich heute befinden, zeigen alle neueren Untersuchungen mit großer Deutlichkeit, daß nach der Intrusion weitgehende Verfrachtungen und damit im Zusammenhange weitgehende Umformungen der Gesteine vor sich gegangen sein müssen. Aber weder petrographische Untersuchungen allein, noch auch ausschließlich geologische Studien sind imstande, uns die Geschichte des Zentralgneiskörpers restlos aufzuklären. Erst die Vereinigung beider und ihre gegenseitige Ergänzung führt dem Ziele näher.

Die Intrusion des Granatspitzkernes erfolgte wahrscheinlich ebenso wie die der anderen Zentralgneiskörper im Karbon. Ein stratigraphischer Beweis hierfür läßt sich aus dem Gebiet der Granatspitzgruppe nicht erbringen, wohl aber sprechen die gleichen regional-geologischen Überlegungen hierfür, wie bei der Intrusion der anderen »Kerne«.

Die Gesteine, in die die Intrusion erfolgte, sind zum Teil noch in den Gesteinen der unteren Schieferhülle erhalten. Dem Alter nach dürften sie gewissen Serien der Grauwackenzone gleichzusetzen sein. Der Verband mit dem Intrusivgestein war ein richtiger Intrusionskontakt. Aufschmelzungen und Intrusionen des granitischen Magmas in das Dach waren vorhanden. Alle diese Erscheinungen sind an den Resten des alten Daches, die an einzelnen Stellen noch erhalten sind, gut zu beobachten.

Aber noch zu einer anderen Erkenntnis führen die Relikte des einstigen Intrusionskontaktes. Wiederholt läßt sich nämlich beobachten, daß diese Intrusionszonen gefaltet wurden. Die Art der Faltung, die wenig scharfe Begrenzung der Falten, die Verflößung einzelner Teile und viele andere Einzelheiten sprechen dafür, daß diese Faltung dem noch plastischen Material aufgezwungen wurde. Mit anderen Worten ausgedrückt, läßt sich sagen, daß gleichzeitig mit der Intrusion eine Faltung erfolgte, oder genetisch vielleicht richtiger, daß im Verlaufe einer älteren Faltung die Intrusion des Zentralgneises erfolgte.

Auch im Mineralbestand des Zentralgneises erinnern noch einige Mineralien an das einstige Erstarrungsgestein. Allerdings sind diese Gemengteile nur mehr als Relikte erhalten, es sind die als Ungleichgewichtsmineralien bezeichneten Minerale.

Während sich demnach dieses erste Stadium in der Entwicklung des Granatspitzkernes auch heute noch aus petrographischen Untersuchungen des Zentralgneises erschließen läßt, ist dies für den folgenden Abschnitt der Entwicklung nicht der Fall.

Im Gefüge und Mineralbestand prägt sich unmittelbar nach der Erstarrung die überaus starke Durchbewegung aus, der das Gestein unterworfen war. Hierbei läßt sich aus petrographischen Kriterien nur entnehmen, daß diese Umformung an dem bereits verfestigten Gestein vor sich gegangen sein muß. Ob diese Umformung aber unmittelbar im Anschlusse an die Erstarrung erfolgte, oder ob sich zwischen beiden ein weiterer Abschnitt in der geologischen Geschichte einschiebt, ist aus dem Studium der petrographischen Verhältnisse direkt nicht zu entnehmen.

Diese Lücke wird nun durch eine Reihe geologischer Beobachtungen geschlossen.

Das ursprüngliche Dach ist nur mehr an einzelnen Stellen erhalten. Die Verteilung dieser Überreste macht es sehr unwahrscheinlich, etwa an tektonische Abschürfung zu denken. Überdies gingen bei der Hauptdeckenbildung Zentralgneis und die anliegenden

Teile der Schieferhülle gemeinsam. Ursprünglich klastische Sedimente liegen bald unmittelbar dem Zentralgneis auf, bald sind sie durch Teile des alten Daches von ihm getrennt. (Graphitoidquarzit in der Granatspitzgruppe.) Die ganze Serie der folgenden jüngeren Sedimente (Mesozoikum) deutet auf geringe Tiefe. Und schließlich erfolgte die Umprägung des Mineralbestandes unter Bedingungen, die erkennen lassen, daß das Gestein sich zur Zeit der Umformung in einer geringeren Tiefe befand, als zur Zeit der Erstarrung.

Nicht nur im engeren Gebiet des Granatspitzkernes sind diese Beobachtungen zu machen, sondern die gleichen Erscheinungen treten in allen Gebieten penninischer Zentralgneisdecken auf, so vom Ostende des Tauernfensters angefangen, wo besonders Kober (7) auf sie aufmerksam machte, bis in das klassische Gebiet des Penninikums, in die Schweiz (4, 6).

Diese regionale Verbreitung gleicher Erscheinungen erfordert auch einen regionalen Vorgang zu ihrer Erklärung. Und wir werden kaum fehlgehen, wenn wir aus den angeführten Einzeltatsachen entnehmen, daß nach der Erstarrung des Intrusivkörpers eine weitgehende Abtragung und teilweise Bloßlegung desselben einsetzte, der dann eine Bedeckung mit Sedimenten folgte.

Die Abtragung muß sich noch im Karbon vollzogen haben, da sowohl karbone Sandsteine, als auch schon die Sedimente des Perm den Zentralgneis transgressiv überlagern. Auch dies zeigen Beobachtungen in allen Gebieten penninischer Fazies.

Die nächste Phase in der Entwicklung des Granatspitzkernes, die sich sowohl makroskopisch als auch mikroskopisch ganz außerordentlich deutlich zu erkennen gibt, ist die der Hauptdeformation.

Der Intrusivkörper und seine diskordante Bedeckung wurden in die allgemeine Nordbewegung einbezogen und unter dem Druck der nach Norden wandernden ostalpinen Decken vollzog sich die Umprägung des Granatspitzkernes zur Granatspitzdecke. Die stratigraphischen Diskordanzen, die wie oben erwähnt wurde, vorhanden waren, wurden umgewandelt in tektonisch erzwungene Konkordanzen. (Transportierte Konkordanzen, Heim.) Da die Nordgeschwindigkeit der einzelnen Niveaus nicht gleich war, kam es zur Ausbildung von Digitationen. Der Granitkörper selbst, der im großen gesehen den Kern der liegenden Falten bildete, wurde in an die Bewegung angepaßte Teilkörper aufgelöst. So entstanden die spindelförmigen Walzfalten, die Phakoide. Bis ins innerste Gefüge lassen sich die Spuren dieser Umformung verfolgen. Die der Ausbildung der Walzfalten korrelaten Differentialbewegungen vollzogen sich an den zahlreichen Scherzonen, deren Entstehung in diesen Abschnitt der Gebirgsbildung zu stellen ist. Der primäre, unter den geänderten Bedingungen nicht mehr bestandfähige Mineralbestand wurde zerstört und die Anpassung an den neuen Gleichgewichtszustand begann.

Schwierig ist die zeitliche Festlegung dieser Bewegungsvorgänge. Ein Vergleich mit den gut durchforschten penninischen Gebieten der Schweiz zeigt, daß die Ausbildung der einzelnen penninischen Decken in zeitlich verschiedenen Abschnitten der Gebirgsbildung erfolgte. Wir werden daher in den Tauern wohl ähnliches zu erwarten haben. Eine genauere zeitliche Festlegung wird sich deshalb erst dann vornehmen lassen, bis auch die großen westlichen Zentralgneismassive einer befriedigenden Analyse unterzogen sein werden.

Vorläufig mag es genügen, aus Gründen, die sich aus dem Gesamtbau der Ostalpen ergeben und die schon wiederholt angeführt wurden (Kober), allgemein ein vorgosauisches Alter für die Hauptdeckenbildung in den Hohen Tauern anzunehmen.

Vorgosauisch erfolgte daher die Bildung der Granatspitzdecke, die starke Durchbewegung des Gesteines und im Zusammenhange damit die Faziesänderung.

Die mikroskopische Untersuchung des Zentralgneises konnte den Beweis erbringen, daß an die Durchbewegung anschließend, wahrscheinlich schon zum Teil mit ihr wechselwirkend, eine Erneuerung des Mineralbestandes erfolgte. Nach der Ausbildung der neuen Minerale fanden keine wesentlichen Gefügebewegungen mehr statt, mechanische Beanspruchung der neugebildeten Bestandteile fehlen, Spuren alter Kataklase werden verwischt und zum Teil ausgeheilt.

Dieser Abschnitt in der Geschichte des Granatspitzkernes ist demnach eine Zeit der Ruhe und der Rekrystallisation.

Die Tatsache einer teilweisen Erneuerung des Mineralbestandes verlangt aber für diese Zeit eine entsprechende Tiefenlage des Zentralgneises. Wir gelangen so zur Vorstellung, daß das penninische Gebiet, wenigstens in unserem Teil, zur Zeit der Gosau unter den ostalpinen Decken begraben lag.

Stärkere tektonische Bewegungen gehen im Bereich der Ostalpen postgosauisch vor sich. Auch ihre Spuren sind in der Granatspitzgruppe zu erkennen.

Bei diesen tektonischen Vorgängen handelt es sich im wesentlichen um den Abstau der ostalpinen Decken, um das Weiterwandern dieser Decken nach Norden. In ganz charakteristischer Weise finden diese Bewegungen in der Granatspitzdecke ihren Ausdruck. Es kommt zur Ausbildung der geschilderten Quetschzonen, die nur in den Hangendteilen der Decke gebildet wurden. Sie lassen deutlich erkennen, daß der Zentralgneis als ganzes seine jetzige tektonische Lage bereits inne hatte und daß die Bewegungen hauptsächlich in seinem Dache vor sich gingen. Allenfalls könnte in Verbindung mit diesen Vorgängen an eine »en bloc« Bewegung des ganzen penninischen Deckenkörpers gedacht werden.

Auch während dieser Bewegungen war die Lage der Granatspitzdecke derart, daß Neubildung von Mineralien möglich war, denn die Krystallisation des Muskovits erfolgte in den Quetschzonen posttektonisch.

Es wäre irrig zu meinen, daß mit diesen Vorgängen die tektonische Entwicklung des Granatspitzkernes zu Ende wäre. Aber die folgenden Bewegungen waren nicht mehr so stark, daß sie wesentliche Änderungen des Gesamtbildes hätten hervorrufen können. Im Vereine mit dem weiteren Zusammenschube, der dann zur Steilstellung der südlichen Teile führte, und der Aufwölbung des ganzen Tauernfensters kam es zur Ausbildung von zahlreichen Klüften und Spalten, die sich zum Teile gegenseitig durchkreuzen und an denen verschiedentlich auch kleinere Verschiebungen vor sich gegangen sein mögen. Für das tektonische Bild im ganzen haben diese Erscheinungen jedoch wenig Bedeutung mehr und sie sind wohl nur als die Nachklänge der eigentlichen Gebirgsbildung zu werten.

In der Tabelle in Fig. 12 ist der Versuch gemacht, die Hauptpunkte der Geschichte des Granatspitzkernes übersichtlich und in ihrer Beziehung zu den petrographischen Vorgängen zur Darstellung zu bringen. Auch hier sei nochmals daran erinnert, daß eine endgiltige zeitliche Zuteilung der einzelnen Bewegungsvorgänge derzeit noch nicht möglich ist. Unter Berücksichtigung der heute noch viel zu wenig bekannten westlich anschließenden Gebiete, dürfte sich der Vorstoß der einzelnen penninischen Decken in ähnlicher Weise in ein zeitliches Nacheinander auflösen lassen, wie das in den gut bekannten penninischen Deckengebieten der Schweiz bereits versucht wurde.

Zum Schlusse mag noch darauf verwiesen werden, daß auch in anderen Teilen der Hohen Tauern die Notwendigkeit einer zeitlichen Gliederung der tektonischen Vorgänge erkannt wurde. Ich verweise nur auf die Ausführungen von Kober, Sander, Schmidt, Winkler.[1]

Da aber die oben mitgeteilten Ergebnisse in dem immerhin beschränkten Gebiet des Granatspitzkernes gewonnen wurden, während die großen im Westen anschließenden Zentralgneismassive der Venedigergruppe noch der tektonischen Erschließung harren, soll vorläufig wohl auf die Übereinstimmung im großen hingewiesen, aber von einem verfrühten Vergleich mit den Gliederungsversuchen anderer abgesehen werden.

---

[1] Hier ist es vielleicht am Platze, einen Irrtum Schmidts (12*b*) richtigzustellen. Schon die ältere Deckenlehre, »wie sie durch die Uhlig-Kober'sche Synthese dargestellt ist«, verweist auf die Mehrphasigkeit des Baues der Ostalpen: sie zieht nicht, wie Schmidt meint, einen im wesentlichen einphasigen Vorgang heran. Auf die Feststellung dieser Mehrphasigkeit hat Kober schon 1912 ganz besonders aufmerksam gemacht.

Siehe auch Kober, Verh. der Geol. B.-A., 1922.

Übersicht über die Entwicklung des Granatspitzkernes.

Fig. 12.

Zeit	Geologischer Vorgang	Petrographisches Korrelat	Bemerkungen
Karbon	Intrusion des Granites	Ausbildung einer primären, zum Teil porphyrartigen Erstarrungsstruktur	Intrusionskontakt. Aufschmelzungen und Intrusion ins Dach
Karbon bis ↓	Abtragung und Sedimentation	—	Entfernung des alten Daches bis auf einige Reste. Transgressive Überlagerung durch z. T. klastische Sedimente
Vorgosauische Phasen der Gebirgsbildung	Deckenbildung	Starke differentielle Durchbewegung an Scherzonen. Zerstörung des primären Mineralbestandes	Auflösung des Deckenkörpers in Walzfalten, Phakoide. Umwandlung der stratigraphischen Diskordanzen in tektonische Konkordanzen
Gosau	Ruhe	Anpassung des Mineralbestandes an die neuen Gleichgewichtsverhältnisse	Bedeckt von den ostalpinen Decken
Nachgosauische Phasen der Gebirgsbildung	Abstau der ostalpinen Decken	Ausbildung der Quetschzonen	Die Auflösung in Phakoide wird in den randlichen Teilen verwischt und durch eine erzwungene Konkordanz ersetzt

III. Die Schieferhülle.

Wenn es auch die Hauptaufgabe der vorliegenden Untersuchung war, die tektonischen Verhältnisse des Zentralgneisgebietes der Granatspitze zu erkunden, so sollen doch noch die weiteren Bauelemente eine kurze Erörterung erfahren, hauptsächlich zu dem Zwecke, um das Gesamtbild abzurunden und den Zusammenhang mit den übrigen Teilen der Hohen Tauern erkennen zu können.

Über den eigentlichen Zentralgneis, der die Granatspitzdecke aufbaut, folgt gegen Süden eine mächtige Serie krystalliner Schiefer, die im allgemeinen als »Schieferhülle« bezeichnet wird. Unter dieser scheinbar so einfachen Benennung verbirgt sich aber eine reiche Mannigfaltigkeit, sowohl was die Gesteinsfolge als auch was die

Tektonik dieser Teile betrifft. Eine befriedigende geologisch-petrographische Analyse dieser Serien gehört noch zu den erstrebenswerten Dingen.

Wenn wir zunächst versuchen, eine Gliederung im großen durchzuführen, so läßt sich eine deutliche Zweiteilung dieses Komplexes erkennen. Diese Zweiteilung ist außerordentlich auffällig. Schon Löwl hat sie richtig erfaßt und die Grenzen beider Gesteinsvergesellschaftungen auf seiner Karte in den Hauptpunkten richtig zur Darstellung gebracht.

Auch am Ostende des Tauernfensters konnte F. Becke (2) die Schieferhülle in zwei Abteilungen gliedern.

Die untere Abteilung enthält nach F. Becke am Tauernostende Glimmerschiefer, Quarzite und Marmore, die obere besteht aus Kalkglimmerschiefern, Kalkphylliten und Grünschiefern. Für die untere Stufe ist der Aufbau aus ursprünglich klastischen, im wesentlichen kalkfreien Sedimenten bezeichnend, denen größere Kalklager eingeschaltet sein können, während die Sedimente der oberen Stufe im wesentlichen kalkreich sind und ein ganz bezeichnendes Gepräge durch die Grünschiefereinlagerungen erhalten.

Die gleiche Gliederung läßt sich im Gebiete südlich des Granatspitzkernes anwenden. Hervorzuheben wäre nur, daß im Süden der Granatspitzdecke größere Einlagerungen von Marmoren fehlen. Erst weiter im Westen, im eigentlichen Massiv des Großvenedigers, konnte ich sie in gleicher Position wieder auffinden.

Wie bereits erwähnt, sind in einzelnen Teilen der unteren Schieferhülle noch Reste des ehemaligen Intrusionskontaktes erhalten. Diese Teile sind daher, das karbone Alter der Intrusion des Granites vorausgesetzt, wohl älter als Karbon. Andere Gruppen von Gesteinen, so z. B. die Graphitoidquarzite, die Glimmerschiefer u. a. scheinen jünger zu sein (Karbon, Perm). Doch läßt sich hierüber eine Meinung nur vermutungsweise äußern.

Petrographisch besteht diese untere Abteilung der Schieferhülle hier aus Biotitgneisen, Glimmerschiefern, Graphitoidquarzit, lichten, streifigen Gneisen, Amphiboliten. Auch Einlagerungen von Orthogneisen kommen vor, z. B. bei der Raneburg-Alm. Dieses letztere Vorkommen wurde von Löwl auf seiner Karte zum Granatspitzkern gerechnet und auch im Text denkt er an eine Art Apophyse des Granatspitzkernes. Nun unterscheidet sich aber der Gneis der Raneburg-Alm in manchen Punkten vom eigentlichen Zentralgneis des Granatspitzkerns. Auch läßt er sich, mit Unterbrechungen, weiter nach Westen verfolgen bis ins Gebiet südlich des Großvenedigers. Vom eigentlichen Granatspitzkern trennt ihn die Hauptmasse der unteren Abteilung der Schieferhülle. Alles scheint nach den bisherigen Beobachtungen dafür zu sprechen, daß der Gneis der Raneburg-Alm nicht mit der Granatspitzdecke vereinigt werden darf. Er dürfte einer tektonisch höher gelegenen Decke angehören, deren Hauptverbreitung erst im Großvenediger Massiv zu erwarten ist.

Petrographisch ist ferner von Interesse, daß Spuren der Faziesänderung, die beim Zentralgneis erkannt wurde, sich gleichfalls in dieser Serie auffinden lassen. Nach der Umwandlung der Sedimente zu krystallinen Schiefern in einer größeren Tiefe erfolgte eine Umprägung des Mineralbestandes unter Verhältnissen, die für eine geringere Tiefe bezeichnend sind, wobei auch Bewegungen an Scherflächen eine nicht unbedeutende Rolle gespielt haben dürften. Doch ist die petrographische Untersuchung mangels einer genügenden Anzahl orientierter Schliffe noch nicht so weit gediehen, um eine Darstellung der Einzelheiten zu gestatten.

Was nun die Tektonik dieser unteren Abteilung der Schieferhülle betrifft, so läßt sich der ruhige Bauplan im großen von dem verwirrenden tektonischen Detail trennen.

Um das tektonische Bild richtig deuten zu können, müssen wir uns die Geschichte dieser Serien vor Augen halten. Wir haben in diesen krystallinen Schiefern vor uns: Reste des alten Daches, also Teile, die älter sind als die Granitintrusion, sowie Sedimente, die wenigstens zum Teil nach der Abtragung und teilweiser Bloßlegung des Granites gebildet wurden. Bei der Deckenbildung bildeten diese Teile zusammen die Umhüllung der Gneiskerne. Außer dieser mit dem Granit gemeinsamen tektonischen Bewegung wurden aber Teile der Schieferhülle unter dem Druck der nach Norden wandernden höheren Niveaus für sich selbständig weiter nach Norden verfrachtet, hierbei in Teildecken aufgelöst, gefaltet, mit anderen Serien verknetet und schließlich geplättet und ausgewalzt.

Aus dieser wechselvollen Geschichte ergibt sich aber mit Sicherheit, daß wohl alle heute der Beobachtung zugänglichen Kontakte sekundärer, tektonischer Entstehung sind und jeder Versuch, etwa stratigraphische Folgen festzustellen, von vornherein als verfehlt zu betrachten ist.

Die Feststellung der Großtektonik dieser Serie als Hülle der Granitkerne bei der Deckenbildung ergibt sich aus dem Verfolgen der räumlichen Zusammenhänge, dem Studium der Beziehungen, welche die Schieferhülle mit den anderen Gneiskernen verknüpft. Die starke Durchbewegung des leicht deformierbaren Pakets, die Verfaltung, Verschiebung an Gleitflächen, mit einem Worte die überaus komplizierte Detailtektonik ist an jedem größeren Aufschlusse, ja meist schon im Handstücke ohne weiteres zu erkennen.

Über dieser in ihrer Detailtektonik noch lange nicht vollkommen geklärten Serie folgt die obere Abteilung der Schieferhülle. Eine tektonische Trennungsfläche trennt beide Abteilungen.

Die obere Partie der Schieferhülle zeigt einen ziemlich einförmigen Aufbau. Kalkphyllite, Kalkglimmerschiefer bilden das Hauptgestein, Züge von Grünschiefern sind eingelagert.

Der innere Bau dieser Zone scheint auf den ersten Blick einfach zu sein, zeigt aber bei genauerer Untersuchung gleiche

Komplikationen wie die Zonen in seinem Liegenden. Eine Möglichkeit, wenigstens die wichtigsten tektonischen Züge zu erkennen und zu verfolgen, ergibt sich aus der Einschaltung der Grünschiefer.

Diese sind nicht an ein bestimmtes Niveau gebunden, aber sie bevorzugen sichtlich bestimmte Zonen. Das Vorkommen von Faltenbildern spricht dafür, daß es sich um weitgehende Verfaltungen handelt. Die wichtigste dieser Zonen ist im engeren Gebiet südlich der Granatspitze gekennzeichnet durch die Einlagerungen von Grünschiefern auf der »Stiege« im Kalser Tal und durch die entsprechenden Einschaltungen auf der Steiner Alm im Tauerntal.

Bemerkenswert ist die tektonische Selbständigkeit, die diese Kalkphyllite auszeichnet. Während die untere Abteilung der Schieferhülle, wie das bereits angedeutet wurde, ihren tektonischen Zusammenhang mit den Zentralgneiskernen noch recht gut erkennen läßt, ist das Streichen der Kalkphyllite mit ihren Einlagerungen hiervon völlig unabhängig. Die erwähnte Hauptzone der Grünschiefer, die sich bis weit nach Westen verfolgen läßt, zeigt dies besonders deutlich.

Dieses tektonisch selbständige Verhalten der Kalkphyllitzone rechtfertigt die Abtrennung dieses Komplexes als einen Deckenkörper für sich von den liegenden Zentralgneisdecken. Auch am Ostende des Tauernfensters wurde diese Gruppe von Gesteinen von Kober als »Kalkphyllitdecken« zusammengefaßt und den anderen Einheiten gegenübergestellt.

Einen für die regionale Tektonik wichtigen Anhaltspunkt liefert das Verhalten sowohl der unteren Abteilung der Schieferhülle, als auch das der Kalkphyllitdecken im Streichen.

Während im Süden der Granatspitzdecke das Streichen beider Zonen regional von Westen nach Osten erfolgt, ändert sich dies zusehends beim Wandern nach Osten. Zwischen Kalser Tal und Glockner schwenken untere Schieferhülle und Kalkphyllitdecken aus der West-Ost-Richtung nach Norden um und im Osten des Granatspitzkernes ist dann das Streichen beider Zonen von Norden nach Süden gerichtet. Die Gneise und Kalkphyllite der Nordseite der Tauern verschmelzen im Osten des Granatspitzkernes mit jenen von der Südseite (Fig. 13).

Schon Löwl hat dieses Umschwenken gekannt und er konnte zeigen, daß man in diesem Gebiete von der Nordseite des Gebirges auf die Südseite gelangen kann, ohne etwa das Niveau der Kalkphyllite zu verlassen.

Diese Erscheinung findet nun ihre zwanglose Erklärung in dem axialen Gefälle, welches wir gleichfalls an der Granatspitzdecke feststellen konnten.

Sowohl die Zentralgneisdecken als auch die Decken der Schieferhülle sinken hier nach Osten unter und wir gelangen beim

Vorschreiten in dieser Richtung in tektonisch immer höhere Glieder. Die zuerst getrennten tektonisch gleichen Einheiten nähern sich mit

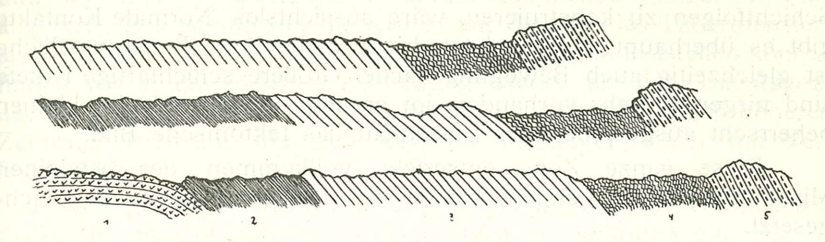


Fig. 13.

Drei Nord—Süd-Profile vom Ostrand des Granatspitzkernes.

1 Zentralgneis der Granatspitzdecke.
2 Untere Schieferhülle.
3 Kalkphyllitdecken.
4 Ostalpine Mischzone von Kals-Matrei.
5 Ostalpines Grundgebirge.

dem Gefälle ihrer Achsen immer mehr und mehr, bis sie schließlich in der großen Deckensynklinale des Glocknergebietes miteinander verschmelzen.

IV. Die Kals-Matreier Zone.

Im Hangenden der Kalkphyllitdecken folgt gegen Süden eine wenig breite Zone von Gesteinen, deren Auftreten sich schon im Landschaftsbilde auffällig bemerkbar macht.

Der niedrige, grüne Höhenrücken das Kals-Matreier Thörls, die Umgebung von Kals, von Windisch-Matrei (jetzt Matrei in Osttirol) das Tal nach Prägratten, alle die niedrigen, weichen Kuppen zwischen den nach Süden einschießenden lichten Bänken des Kalkphyllits im Norden und dem Altkrystallin im Süden gehören dieser Zone an.

Das Hauptgestein dieses Zuges bilden schwarze, glänzende Phyllite, die »Glanzschiefer« älterer Autoren, die zahlreiche Quarzknauer enthalten. Mit diesen Phylliten treten in buntem Wechsel lichte Quarzitschiefer, Gips, Kalke, Dolomite und auch Klötze von Serpentin auf. Ein Teil dieser Gesteine wird allgemein als Mesozoikum betrachtet. Im Landschaftsbild ganz besonders auffällig machen sich die Kalk- und Dolomitklötze bemerkbar, aus denen zum Beispiel der Schloßfelsen von Weißenstein bei Matrei, der Falkenstein im Bürgerbachgraben, der Weiße Knopf auf dem Rücken des Thörls bestehen.

Der innere Bau dieser Zone ist wüst. Alle vorerwähnten Gesteinstypen sind innigst miteinander vermischt und zu Linsen ausgewalzt. Wie sich an hie und da erhaltenen Faltenscharnieren

erkennen läßt, dürften primär auch faltende Vorgäne bei der Vermengung mitgespielt haben. Heute bildet aber die ganze Zone eine einzige Trümmerzone und jeder Versuch, aus den Profilen Schichtfolgen zu konstruieren, wäre aussichtslos. Normale Kontakte gibt es überhaupt nicht mehr und jede vorhandene Trennungsfläche ist gleichzeitig auch Bewegungsfläche. Größere schichtartige Pakete sind nirgends mehr vorhanden, im großen sowohl wie im kleinen beherrscht ausgesprochener Linsenbau das tektonische Bild.

Diese ganze Zone entspricht vollkommen der ostalpinen Mischungszone am Tauernostende und sie wird ihr auch gleichgesetzt.

Gegenüber dem inneren Bau der penninischen Decken erweist sie sich als vollständig selbständig und gibt sich derart bereits als Rahmenteil des Tauernfensters zu erkennen.

Eine jüngere Anpressung des Altkrystallinen Grundgebirges hat die Steilstellung dieser Zone verursacht.

V Regionaltektonik.

Anschließend an die tektonischen Einzelverhältnisse der Granatspitzgruppe erhebt sich die Frage, welche Stellung die Granatspitzdecke im Gesamtbauplan der Hohen Tauern einnimmt. Ein Vergleich mit den östlichen Teilen der penninischen Decken gestattet uns, diese Frage einer Beantwortung zu unterziehen.

Wie sich aus den Feldstudien klar ergeben hat, sinkt die Granatspitzdecke ostwärts unter die höheren Decken der Schieferhülle unter. Im engeren Gebiet der Glocknergruppe finden wir überhaupt keine Zentralgneisdecken mehr. Dieser Teil der Hohen Tauern bildet für den penninischen Deckenkomplex eine Quermulde, eine Deckensynkline großen Stils.

Erst im Osten der Glocknergruppe ändern sich die Verhältnisse. Das regionale östliche Achsengefälle hat sich in ein westliches verkehrt. An die Deckensynklinale schließt sich wieder eine Antiklinale an und die Zentralgneisdecken des östlichen Tauernfensters tauchen auf.

Wir verdanken Kober die moderne tektonische Erforschung dieses großen Gebietes. Er unterscheidet vier Zentralgneisdecken. Ankogel-, Hochalm-, Sonnblick- und Modereckdecke. Ein Vergleich dieser vier Einheiten mit der Granatspitzdecke läßt erkennen, daß letztere der Sonnblickdecke gleichzustellen ist. Diese Gleichstellung steht auch in Übereinstimmung mit der Meinung Kobers, der in dem Granatspitzkern ein tektonisches Äquivalent der Sonnblick- oder Modereckdecke erblickt.

Aber nicht nur das tektonische Bild, die Zerlappung durch wenig tiefgreifende Schiefermulden, spricht für die Parallelisierung mit der Sonnblickdecke, auch die übrige Zusammensetzung der Schieferhülle läßt dies wahrscheinlicher erscheinen als eine Gleich-

stellung mit der Modereckdecke. Das Vorkommen von Resten des einstigen Daches, die Verbindung mit Granatglimmerschiefern, dunklen Graphitoidquarziten ferner der auffallende Mangel an Kalk, alle diese Erscheinungen, die Kober am Ostende des Tauernfensters als besonders bezeichnend für die Sonnblickdecke feststellen konnte, finden wir in der gleichen Ausbildung wieder an der Granatspitzdecke. Hierzu kommt noch der Nachweis einer tektonisch höheren Zentralgneislamelle, die sich weit ins Venediger Gebiet hin verfolgen läßt.

Wir gelangen daher zu dem Ergebnis, daß die Granatspitzdecke der Sonnblickdecke gleichzusetzen ist, während ein tektonisches Äquivalent der Modereckdecke wohl in der höheren Lamelle von Zentralgneis zu erblicken ist. Nochmals sei hierbei betont, daß die Granatspitzdecke selbst nur den Kopfteil, vielleicht nur eine Digitation vom eigentlichen Hauptkörper der Decke bildet. Das Auftauchen dieses Stammkörpers ist im Westen, im engeren Gebiet des Großvenedigers zu erwarten.

Überblicken wir das bisher Gesagte.

Deckenbau beherrscht den mittleren Abschnitt der Hohen Tauern in gleicher Weise wie den Westen und Osten. Wohl sind noch Reste des einstigen Intrusionskontaktes erhalten, aber die tektonischen Umwälzungen haben diese Reste gemeinsam mit dem Intrusivgestein selbst und mit seiner jüngeren Hülle zu den Deckenkörpern umgeformt, wie sie uns heute in den »Zentralgneiskernen« vorliegen.

Aber kein einmaliger Deformationsvorgang hat das komplizierte Bild geschaffen. Das tiefere Eindringen gestattet uns ein Auflösen der Bewegungen in einzelne Phasen und je weiter wir in der Erkenntnis des inneren Baues der Hohen Tauern fortschreiten, desto genauer werden wir wohl in der Lage sein die einzelnen Bewegungsvorgänge zeitlich zu gliedern und ihre gegenseitige Beeinflussung zu erkennen.

Literaturhinweis.

1. Ampferer, O. Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen. Jahrb. d. Geol. Bundesanst., Bd. 73, 1923.

2. Becke, F *a)* Olivinfels und Antigorit-Serpentin dem Stubachtal (Hohe Tauern). Tschermaks Min.-petr. Mitt., Bd. 14.

b) Bericht über die Aufnahmen am Nord- und Ostrand des Hochalmmassivs. Sitz.-Ber. d. Akad. d. Wiss in Wien, math.-nat. Kl., Bd. CXVII, 1908.

c) Bericht über geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrande des Hochalmkerns. Sitz.-Ber. d. Akad. d. Wiss. in Wien, math.-nat. Kl. Bd. CXVIII, 1909.

d) Zur Fazies-Klassifikation der metamorphen Gesteine. Tschermaks Min.-petr. Mitt., Bd. 35.

Becke, F. und V. Uhlig. *e)* Erster Bericht über petrographische und geotektonische Untersuchungen im Hochalmmassiv und in den Radstädter Tauern. Sitz.-Ber. d. Akad. d. Wiss. in Wien, math.-nat. Kl., B. CXV, 1906.

3. Diener, C Bau und Bild der Ostalpen. Wien, 1903.
4. Heim, A. Geologie der Schweiz. Bd. II, Leipzig, 1922.
5. Heritsch, F. Die Grundlagen der alpinen Tektonik. Borntraeger, 1923.
6. Jenny. Die alpine Faltung. Borntraeger, 1923.
7 Kober, L. *a)* Bericht über geotektonische Untersuchungen im östlichen Tauernfenster und seiner weiteren Umrandung. Sitz.-Ber. d. Akad. d. Wiss. in Wien. math.-nat. Kl., Bd. CXXI, 1912.

b) Bericht über geologische Untersuchungen in der Sonnblickgruppe und ihrer weiteren Umgebung. Sitz.-Ber. d. Akad. d. Wiss. in Wien, math.-nat. Kl., Bd. CXXI, 1912.

c) Über Bau und Entstehung der Ostalpen. Mitt. der Geol. Gesellschaft. Wien. 1912.

d) Das östliche Tauernfester. Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Klasse, Bd. 98, 1922.

e) Bau und Entstehung der Alpen. Borntraeger, 1923.

f) Über neuere Arbeiten. Verh. d. Geol. Bundesanstalt, Wien. 1922.

g) Entgegnung an A. Winkler. Verh. d. Geol. Bundesanstalt., 1923.

8. Köhler, A. Verh. der Geol. Bundesanstalt, 1924.
9. Löwl, F. *a)* Der Großvenediger. Jahrb. d. Geol. R.-A., Wien, Bd. 45, 1894.

b) Der Granatspitzkern. Jahrb. d. Geol. R.-A., Wien, Bd. 45, 1895.

c) Kals. Zeitschr. d. Deutsch. u. österr. Alpen-Vereines, 1897

d) Rund um den Großglockner. Zeitschr. d. Deutsch. österr. Alpen-Vereines. 1898.

10. Peters, K. Jahrb. d. Geol. R.-A., 1854.
11. Sander, B. *a)* Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern. Denkschriften d. Akad. d. Wiss. in Wien, math.-nat. Kl., Bd. 82, 1911.

b) Über Zusammenhang zwischen Teilbewegung und Gefüge Gesteinen. Tschermaks Min.-petr. Mitt., Bd. XXX, 1911.

c) Über tektonische Gesteinsfazies. Verh. d. Geol. R.-A., Wien, 1912.

d) Über einige Gesteinsgruppen des Tauernwestendes. Jahrb. d. Geol. R.-A., Wien, 1914.

e) Beiträge aus den Zentralalpen zur Deutung der Gesteinsgefüge. Jahrb. der Geol. R.-A., Wien, 1914.

f) Geologische Studien Westende der Hohen Tauern. Jahrb. d. Geol. R.-A., Wien, 1920.

g) Zur Geologie der Zentralalpen. Jahrb. d. Geol. R.-A., 1921.

12. Schmidt, W. *a)* Grauwackenzone und Tauernfenster. Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt, Wien, 1921.

b) Zur Phasenfolge im Ostalpenbau. Verh. d. Geol. Bundesanstalt, 1922.

13. Stark, M. Vorläufiger Bericht über Aufnahmen im östlichen Sonnblickgebiet und über die Beziehungen der Schieferhüllen des Zentralgneises. Sitz.-Ber. d. Akad. d. Wiss. in Wien, math.-nat. Kl., Bd. CXXI, 1912.
14. Stur, D. Jahrb. d. Geol. R.-A., 1854.

15. Weinschenk, E. *a)* Über Serpentine aus den östlichen Zentralalpen, München, 1891.
b) Beiträge zur Petrographie der östlichen Zentralalpen. I u. II. Abhandl. d. kgl. Bayr. Akad. d. Wiss., München, 1894.
c) Die Minerallagerstätten des Großvenedigerstockes in den Hohen Tauern. Groth's Zeitschr. f. Krystallographie, Bd. XXVI, 1896.

16. Winkler, A. Bemerkungen zur Geologie der östlichen Tauern. Verh. d. Geol. Bundesanstalt, Wien, 1923.

Gliederung der Arbeit.